

# UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

## FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

### Departamento de Estratigrafía



## TESIS DOCTORAL

Variaciones sedimentarias, mineralógicas, geoquímicas y bióticas  
en el Triásico Inferior - Medio ( en facies Buntsandstein) de las  
Cordilleras Ibérica y Costero Catalana: implicaciones en la  
recuperación de la crisis permo-triásica

Sedimentological, mineralogical, geochemical, and biotic variations  
in the SE Iberian and Catalan Coastal Ranges during the Early and  
Middle Triassic period (Bundsandstein facies): recovery implications  
after the Permian-triassic life crisis

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Ana Belén Galán Abellán

Directores

José López Gómez  
José Fernández Barrenechea

Madrid, 2011

ISBN: 978-84-695-1198-5

© Ana belén Galán Abellán, 2011



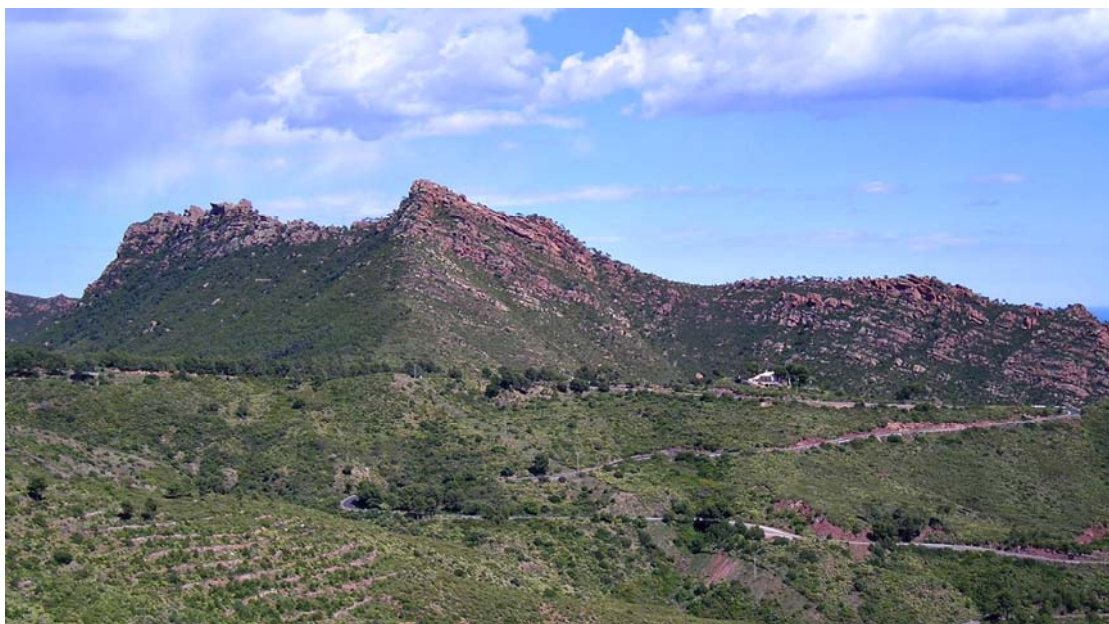
**VARIACIONES SEDIMENTARIAS,  
MINERALÓGICAS, GEOQUÍMICAS Y BIÓTICAS EN  
EL TRIÁSICO INFERIOR-MEDIO (EN FACIES  
BUNTSANDSTEIN) DE LAS CORDILLERAS IBÉRICA  
SE Y COSTERO CATALANA: IMPLICACIONES EN LA  
RECUPERACIÓN DE LA CRISIS PERMO-TRIÁSICA**

**SEDIMENTOLOGICAL, MINERALOGICAL,  
GEOCHEMICAL AND BIOTIC VARIATIONS IN THE  
SE IBERIAN AND CATALAN COASTAL RANGES  
DURING THE EARLY AND MIDDLE TRIASSIC  
(BUNTSANDSTEIN FACIES): RECOVERY  
IMPLICATIONS AFTER THE PERMIAN-TRIASSIC  
CRISIS**

TESIS DOCTORAL

Ana Belén Galán Abellán

Madrid, Mayo de 2011





VARIACIONES SEDIMENTARIAS, MINERALÓGICAS,  
GEOQUÍMICAS Y BIÓTICAS  
EN EL TRIÁSICO INFERIOR-MEDIO  
(EN FACIES BUNTSANDSTEIN)  
DE LAS CORDILLERAS IBÉRICA SE Y COSTERO CATALANA:  
IMPLICACIONES EN LA RECUPERACIÓN DE LA CRISIS  
PERMO-TRIÁSICA

SEDIMENTOLOGICAL, MINERALOGICAL,  
GEOCHEMICAL AND BIOTIC VARIATIONS, IN THE  
SE IBERIAN AND CATALAN COASTAL RANGES  
DURING THE EARLY AND MIDDLE TRIASSIC  
PERIOD (BUNTSANDSTEIN FACIES): RECOVERY  
IMPLICATIONS AFTER THE PERMIAN-TRIASSIC  
LIFE CRISIS

TESIS DOCTORAL  
ANA BELÉN GALÁN ABELLÁN

MEMORIA PRESENTADA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR EN CIENCIAS GEOLÓGICAS.  
(DOCTORADO EUROPEO)

MADRID, MAYO 2011

TESIS DOCTORAL REALIZADA EN EL INSTITUTO DE GEOCIENCIAS Y EN LOS DEPARTAMENTOS DE  
ESTRATIGRAFÍA, Y CRISTALOGRAFÍA Y MINERALOGÍA DE LA UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID  
(CSIC-UCM)

*A mis padres y hermanos*

## Agradecimientos

A lo largo de estos cuatro años te das cuenta de que una tesis doctoral no es un fin, sino más bien un proceso. Un proceso durante el cual no sólo aprendes lo que es la investigación, dándote cuenta de lo poco que sabes y todo lo que te queda por aprender, sino que además durante este tiempo trabajas con numerosas personas que de otro modo hubiese sido imposible conocer. He tenido la suerte de coincidir con gente que me ha enseñado, ayudado, animado y apoyado, y de las que he aprendido tanto a nivel profesional como personal, transmitiéndome que la ciencia puede ser mucho más que simplemente investigar. A todos, muchas gracias.

Hacer una tesis ha sido como subir a una montaña en la que a veces estás tan preocupado por llegar a la cima que te olvidas de disfrutar del camino y ver el paisaje. En mi caso han sido muchos los que me han ayudado en este viaje y a los que me gustaría dar las gracias.

En primer lugar a los directores de la expedición el Dr. José López Gómez y el Dr. José Fernández Barrenechea, quienes me han acompañado a lo largo de todo el camino aconsejándome para escoger la ruta adecuada, que me han ayudado a cargar con las toneladas de piedras que íbamos recogiendo y cuyas correcciones y comentarios, han hecho que el texto y las discusiones mejoraran considerablemente. Si no hubiese sido por su constante apoyo, su disponibilidad, su confianza, y su paciencia, no creo que hubiese llegado hasta el final. Gracias por compartir risas y galletas colgados en algún precipicio y enseñarme en qué consiste el trabajo en equipo.

Al patrocinador de la aventura, El Ministerio de Ciencia e Innovación que mediante una beca FPI asociada a los proyectos CGL 2005-01520 BTE y CGL 2008-00093, junto con dos becas de ayuda a la movilidad en Zaragoza (España) y Leeds (UK) ha hecho posible la financiación de esta tesis doctoral.

A los campamentos base, los departamentos tanto de Estratigrafía como de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad Complutense de Madrid y al Instituto de Geología Económica, ahora Instituto de Geociencias, del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, en los que he podido desarrollar la investigación (con un poco de frío a veces) y en especial a todo su personal: Profesores, investigadores, becarios y personal de administración y servicios, que siempre están dispuestos a ayudar. Entre ellos, gracias especialmente:

Al Dr. Raúl de la Horra un montañero de verdad y compañero imprescindible en esta ascensión, cuyo trabajo ha sido todo un referente para mí. Gracias por tu ayuda en campañas de campo, en laboratorios con jaulas, y sobre todo por tu visión crítica y tu sentido del humor. Espero que sigamos comiendo muchas almendras juntos por el campo.

A la Dra. Maribel Benito, la enfermera de la expedición, que siempre me ha atendido con mucho interés ayudándome con el mal de altura que me daba la petrografía y la diagénesis. Gracias por tus comentarios críticos y por esas discusiones apasionantes y apasionadas sobre isótopos de Sr.

Al Dr. Jacinto Alonso por su ayuda con los análisis químicos, su confianza al prestarme el laboratorio (sin temor a accidentes...) y todo aquello que he necesitado para "cocinar" los APS. Gracias por el viaje Express a Leeds, con todo tipo de anécdotas e incidentes.

A Belén Soutullo (técnico del Laboratorio de arcillas del Dpto. de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad Complutense de Madrid) por ayudarme a analizar el polvo del camino con su trabajo en difracción de rayos x y por su sabiduría. Gracias por compartir conmigo tantas reflexiones que me han ayudado a hacer una pausa, de vez en cuando, y no olvidarme de disfrutar de la subida.

Al Dr. Javier Luque por sus crónicas internacionales, su constante apoyo, especialmente durante mi estancia en Inglaterra, y sus interesantes comentarios que me han ayudado a resolver dudas o a mejorar el trabajo. Gracias por tu ayuda con el inglés y los ingleses, desde el otro lado de la pantalla.

Al Dr. Alfredo Arche, experimentado alpinista cuyos consejos y experiencia han sido clave a la hora de interpretar los mapas y reconstruir donde estaba el norte durante el Triásico.

A los Drs. Yolanda Sánchez Moya, Javier Martín-Chivelet, Ramón Más y Juan Pedro Rodríguez, por dejarme colaborar en las prácticas de sus correspondientes asignaturas y enseñarme lo difícil que es enseñar.

A los técnicos, tanto del Laboratorio de Cristalografía y Mineralogía (Jose Luís Fermosel) como a los del Laboratorio de Estratigrafía (Gilberto Herrero, Beatriz del Moral, Rodolfo Pozuelo y Javier Carmona), que me han ayudado a que el material de la expedición estuviese perfectamente preparado, pulido, molido o



tamizado. Gracias por recibirme siempre con una gran sonrisa pese a mis prisas y mis complicados encargos.

A Valle López por dibujar los mapas para localizar cada etapa y no perdernos por barrancos y puertos de montaña.

A Rosario Ojeda, cuya eficacia en la búsqueda de libros y papers ha sido fundamental para documentar el viaje y encontrar aquello que necesitábamos.

A los que han hecho posible la logística de este viaje: Maribel Sevillano y Angelina Ruano que han arreglando papeles de becas, dietas y demás gestiones, a Modesto Escudero por su ayuda con la impresión de la memoria, a José Luís González "Tote" por ayudarme con las fotografías, a Cochi Justel por encargarse del abastecimiento de agua del laboratorio, por su cariño y sus bollos y al Dr. Pedro Herranz por las meriendas con chocolate.

A la Dra. Carmen Galindo y los técnicos José María Fuenlabrada Pérez y José Antonio Hernández Jiménez del CAI de Geocronología y Geoquímica Isotópica de la Universidad Complutense de Madrid, por los análisis isotópicos de Sr, por enseñarme el funcionamiento del laboratorio y estar siempre disponibles para cualquier duda o ayuda que he necesitado.

Al los directores y técnicos del Centro de Microscopía Luís Bru de la Universidad Complutense de Madrid, Luís Puebla, José Fernández Tánago, Alfredo Fernández Larios y Eugenio Baldonado Rodríguez, donde se han realizado los análisis de microsonda y SEM, y quienes me han ayudado a rastrear las muestras en busca de los APS.

A los miembros de otras expediciones que han colaborado en esta ascensión, entre ellos:

Al Dr. Marceliano Lago y su equipo: el Dr. Enrique Arranz, el Dr. Carlos Galé y la (en breve también) Dra. Teresa Ubide, por su hospitalidad en el Campamento base de la Universidad de Zaragoza donde aprendí mucho de petrología y paleovulcanismo, y con quienes espero seguir compartiendo trabajo y amistad. Gracias por enseñarme las técnicas de supervivencia a las fiestas del Pilar.

A los Drs. Robert Newton y Simon Bottrell quienes me recibieron a mi paso por Leeds descubriéndome los secretos de los isótopos de Azufre y el Fish and

Chips. Thank you very much for your hospitality, your work with the S isotopes and your comments about their interpretation.

Al Dr. Mariano Marzo por su inestimable ayuda y colaboración en las campañas de campo de Cataluña, para no perdernos por el desierto.

A los especialistas en poner nombre a las plantas de los bosques de la montaña y a los "bichos" que nos hemos ido encontrando al a travesarlos: Los Drs. B. Díez, G. Gand y O. Bèthoux, por su trabajo en la identificación de microflora, tetrápodos e insectos y a la Dra. Carmen Diéguez, por la identificación de la macroflora y por sus interesantes y divertidas clases de paleobotánica para diferenciar las plantas medicinales, de las venenosas.

A los Drs. Ricardo Arenas, Sonia Sánchez y A. Gerdes por su ayuda a la hora de determinar de dónde veníamos mediante los análisis de procedencia de circones.

Al Dr. Daniel Rey prestarnos su "jaula" para el estudio paleomagnético y su colaboración en el muestreo. Aunque los resultados aún están en nuestras mochilas y no han podido ser incluidos en esta memoria, esperamos que sean publicados en la próxima expedición.

A la Dirección General de Patrimonio Cultural del Gobierno de Aragón, que nos ha concedido los permisos paleontológicos necesarios para realizar las campañas de campo en Teruel y al Museo Paleontológico de Teruel donde se guardan y conservan los ejemplares fósiles estudiados.

A la empresa Cementos Molins Industrial S.A. por su colaboración al darnos el permiso necesario y facilitarnos el acceso a sus instalaciones, para realizar una de las columnas en Cataluña.

Y finalmente a otros "montañeros" y gente del camino:

A mis compañeros y amigos doctorandos con quienes comparto, a parte de la misma ruta de ascenso, despacho, café, comida, o facultad. Gracias a Blanca, Marcos, Paloma, Ali, Emma, Carlos "Pero", Eva, Juan y Carlos "crista", Ángela, Manuel, Omid, Ana... por tener siempre una palabra de ánimo, una solución a algún problema, una discusión interesante o sencillamente grandes momentos de risas durante tantas horas de "Tupper Ware".

Gracias a la Dra. Laura González por su ayuda con la petrografía, y sobre todo, por haberme informado sobre esta expedición poniéndome en contacto con el Dr. José López.

A Paco Coruña, el encargado del avituallamiento con rosquillas, bizcochos y demás succulenta bollería. Gracias por tus incansables ánimos.

A María José Escudero, el nuevo fichaje de la expedición, por su ayuda, sus ánimos durante los paseos al gimnasio y las risas en las clases de Jazz. Gracias por hacer tan animado el despacho de becarios.

A Oscar San Isidro, compañero del refugio de montaña, por su ayuda con el capítulo de paleontología y por esos momentos de historias cómicas y risas en las cenas. Gracias por la magnífica reconstrucción del Triásico que hace más fácil imaginarnos cómo era todo hace unos años.

A Sara por regalarme una brújula que no señala al norte.

A mis amigos del colegio, del barrio, vecinos y hoyoneros, (Irene, María, Ana, Bea, Yeray, Marta, Laura, Elena, Mirian, Jesús y Nacho) por sus ánimos en los malos momentos y por compartir los buenos, haciendo de los fríos inviernos de la montaña, largas primaveras.

A mi familia. A mis padres y hermanos por proporcionarme lo mejor que llevo en mi mochila, mi educación, unos valores y el sentido del humor. Gracias por ayudarme siempre y enseñarme a mantener la ilusión por lo que hago.

Finalmente, me gustaría dar las gracias especialmente a Pablo Suárez por su constante apoyo durante el tramo final, el más difícil y *sem destino certo*. Gracias por compartir tu incansable curiosidad por la geología, la filosofía, la música o el baile conmigo, y por poner la banda sonora mientras atravesábamos los Apalaches, ahora sé que *ain't no mountain high enough*.

<b>Resumen-Abstract.....</b>	<b>1</b>
<b>1. Introducción.....</b>	<b>5</b>
1.1 Presentación.....	7
1.2 La crisis pérmica y la recuperación triásica.....	8
1.3 Paleogeografía y paleoclima del Triásico.....	12
1.4 Características generales de los sedimentos triásicos.....	14
1.5 Límites bioestratigráficos y cronoestratigráficos del Triásico.....	15
1.6 Planteamiento de trabajo y objetivos generales.....	19
1.7 Localización geográfica y marco geológico.....	20
1.7.1 Localización geográfica.....	20
1.7.2 Encuadre geológico.....	23
1.7.3 Evolución tectónica.....	24
<b>2. Antecedentes.....</b>	<b>29</b>
2.1 Trabajos generales del Triásico y la recuperación tras la crisis biótica del límite Pérmico-Triásico.....	31
2.2 Cordillera Ibérica.....	32
2.3 Cordillera Costero Catalana.....	37
<b>3. Litoestratigrafía.....</b>	<b>41</b>
3.1 Introducción.....	43
3.2 Las unidades de la Cordillera Ibérica.....	46
3.3 Las unidades de la Cordillera Costero Catalana.....	47
3.4 Descripción de las columnas estratigráficas.....	47
3.4.1 Columnas del sector A.....	51
3.4.1.1 Descripción columna de El Cañizar.....	51
3.4.1.2 Descripción columna de Río Mayor.....	55
3.4.1.3 Descripción columna del Puntal del Carnero.....	58
3.4.1.4 Descripción columna de Talayuelas.....	60
3.4.2 Columnas del sector B.....	64
3.4.2.1 Descripción de la columna de Cedrillas.....	64
3.4.2.2 Descripción de la columna de Corbalán.....	67
3.4.2.3 Descripción de la columna de Montán (Barranco del Moro)....	73
3.4.2.4 Descripción de la columna de Gátova.....	80
3.4.2.5 Descripción de la columna de Alfondegilla.....	86
3.4.2.6 Descripción de la columna de Benicassim.....	92
3.4.3 Columnas del sector C.....	96
3.4.3.1 Descripción de la columna de San Gregori.....	96
3.4.3.2 Descripción de la columna de Mont Roig (Virgen de la Roca)....	98
3.4.3.3 Descripción de la columna de L'Albiol.....	101
3.4.3.4 Descripción de la columna de Mas de San Ramón.....	101



3.4.3.5 Descripción de la columna de Castelví-La Creu de L'Aragall.....	103
3.4.3.6 Descripción de la columna de Santa María de Cervelló.....	103
3.4.3.7 Descripción de la columna de LA Palma.....	105
3.4.3.8 Descripción de la columna de La Riera de Sant Jaume.....	107
3.4.3.9 Descripción de la columna de El Figarò.....	107
3.4.3.1 Descripción de la columna de El Brull.....	109
<b>4. Sedimentología.....</b>	<b>111</b>
4.1 Introducción.....	113
4.1.1 Cordillera Ibérica.....	113
4.1.2 Cordillera Costero Catalana.....	115
4.2 Descripción e interpretación sedimentológica.....	118
4.2.1 Cordillera Ibérica.....	130
4.2.2 Cordillera Costero Catalana.....	135
4.3 Consideraciones climáticas y paleogeográficas.....	138
<b>5. Contenido paleontológico.....</b>	<b>143</b>
5.1 Introducción.....	145
5.2 Material y métodos.....	146
5.3 Resultados.....	147
5.3.1 Macroflora.....	141
5.3.1.1 Macroflora en la sección de Cedrillas.....	148
5.3.1.2 Macroflora en la sección de Corbalán.....	150
5.3.1.3 Macroflora en la sección de Montán.....	150
5.3.1.4 Macroflora en la sección de Gátova.....	150
5.3.1.5 Macroflora en la sección de El Figarò y La Palma.....	150
5.3.1.6 La vegetación de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y de la Cordillera Costero Catalana.....	152
5.3.2 Asociación palinológica.....	153
5.3.3 Tetrápodos.....	156
5.3.3.1 <i>Lacertoides</i> y <i>Rhynchocefaloides</i> .....	156
5.3.3.2 Grupo Cocodriloide.....	158
5.3.4 Invertebrados.....	161
5.3.4.1 Insectos.....	161
5.3.4.2 Otras estructuras de bioturbación.....	163
5.4 Implicaciones paleontológicas y paleoambientales de los restos encontrados.....	165
<b>6. Cronoestratigrafía.....</b>	<b>171</b>
6.1 Introducción y problemática.....	173
6.2 Datos cronoestratigráficos de la Cordillera Ibérica.....	173
6.3 Datos cronoestratigráficos de la Cordillera Costero Catalana.....	174
6.4 Aproximación a la edad de los sedimentos en facies Buntsandstein de la Cor- dillera Ibérica y la Cordillera Costero Catalan.....	176
<b>7. Petrografía y Mineralogía.....</b>	<b>199</b>

7.1	Introducción.....	181
7.2	Metodología.....	181
7.2.1	Microscopía óptica.....	181
7.2.2	Difracción de rayos X.....	182
7.2.2.1	Método del polvo policristalino.....	183
7.2.2.2	Método de los agregados orientados.....	183
7.2.3	Microscopía electrónica de barrido (BSEM).....	186
7.2.4	Microsonda electrónica.....	187
7.3	Resultados.....	188
7.3.1	Estudio petrográfico y mineralógico.....	188
7.3.2	Fosfatos-sulfatos aluminicos (minerales APS).....	199
7.4	Interpretación de los resultados.....	206
7.4.1	Comparación entre las distintas zonas estudiadas.....	206
7.4.2	Implicaciones de la presencia de minerales APS.....	207
7.4.2.1	Condiciones y momento de formación de los minerales APS.....	208
7.4.2.2	Fuentes de P, Sr y S.....	209
<b>8.</b>	<b>Estudio geoquímico.....</b>	<b>211</b>
8.1	Introducción.....	213
8.2	Análisis de geoquímica de rocas total.....	213
8.2.1	Preparación de muestras.....	215
8.3	Análisis de geoquímica isotópica.....	217
8.3.1	Análisis isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en roca total.....	217
8.3.2	Análisis isotópicos de $\delta^{34}\text{S}$ en roca total.....	219
8.3.3	Análisis isotópicos de U-Pb en circones detríticos.....	221
8.4	Resultados.....	222
8.4.1	Elementos mayores y menores.....	222
8.4.2	Tierras Raras.....	230
8.4.3	Isótopos de Sr y S.....	234
8.4.4	Isótopos de U-Pb.....	236
8.5	Interpretación de los resultados.....	238
8.5.1	Fuentes de Sr y S de los minerales APS.....	238
8.5.2	Procedencia de los sedimentos estudiados.....	241
<b>9.</b>	<b>Discusión de los resultados.....</b>	<b>245</b>
<b>10.</b>	<b>Conclusiones/Conclusions.....</b>	<b>257</b>
<b>11.</b>	<b>Bibliografía.....</b>	<b>265</b>

## Anexo I.

Tabla 1. Granulometría

Tabla 2. Poderes reflectantes

Tabla 3. -8. Análisis de microsonda electrónica

**Anexo II.**

Tablas. Análisis de difracción de rayos X.  
Difractogramas (Método del Polvo Policristalino).

**Anexo III.**

Medidas de la cristalinidad de la ilita

**Anexo IV.**

Tablas 1.- 9 Análisis de elementos mayores  
Tablas 10.- 19. Análisis de Tierras Raras.

**Anexo V.**

Matrices de correlación

**Anexo VI.**

Tabla 1. Análisis isotópicos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$   
Tablas 2.- 3. Análisis isotópicos de  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$

## **RESUMEN**

La crisis de la transición Pérmico-Triásico produjo la desaparición del 75-95% de la especies, tanto en ambientes terrestres como en los océanos. Las emisiones de gases producidas por erupciones volcánicas, junto con la liberación de CH<sub>4</sub> en los fondos oceánicos, principalmente, dieron lugar a un importante deterioro ambiental. Sus consecuencias, como lluvia ácida, anoxia en los fondos marinos y el calentamiento global, favorecieron la aparición de unas condiciones adversas para el desarrollo de la vida. Esta situación de deterioro paleoambiental se prolongó durante varios millones de años, provocando un importante retardo en la recuperación de la vida durante el Triásico Inferior.

El presente trabajo multidisciplinar, se ha realizado en los sedimentos continentales (facies Buntsandstein) de edad Triásico Inferior-Medio del E de la Península Ibérica (Cordillera Ibérica y Cordillera Costero Catalana). Los resultados se han obtenido mediante la combinación de estudios de tipo sedimentológico, mineralógico, geoquímico y paleontológico que nos han permitido, por primera vez en esta zona del W del Tethys, conocer cómo y cuándo comenzó la recuperación de la fauna y la flora y bajo qué condiciones paleoambientales.

A finales del Olenekiense se estaban reactivando varios sistemas de tipo rift en el E de la península Ibérica y rellenándose por sedimentos continentales. En el caso de la Cuenca Ibérica, este relleno fue realizado fundamentalmente mediante sistemas fluviales procedentes del NW, con una cierta influencia de sedimentos eólicos, sobre todo al E de la cuenca, y por sistemas fluviales procedentes del NNW y un mayor desarrollo de sistemas eólicos al SW, en el caso de la Cuenca Costero Catalana.

Aunque podemos dividir estas cuencas sedimentarias en distintos sectores (A, B1, C1, C2, C3) debido a su diferente evolución tectónica, el estudio sedimentológico nos permite establecer una evolución general común. Se establecen algunas superficies sedimentarias mayores en toda la zona de estudio que serían aproximadamente equivalentes en el tiempo. El límite inferior marcaría el comienzo del ciclo sedimentario Mesozoico en esta zona de la Península Ibérica. Este ciclo comenzaría en el Olenekiense (Triásico Inferior) hasta el límite Pelsoniense-Illiriense (Triásico Medio), etapa en la que se produce la transgresión del Tethys desde el E y el comienzo de la sedimentación marina.

El ciclo continental triásico está representado por dos formaciones en la Cordillera Ibérica: La inferior, Fm. Cañizar (con sus unidades equivalentes, Prades Inferior, Prades Superior, y Eramprunyà en la Cordillera Costero Catalana) y la superior, Fm. Eslida (y sus unidades equivalentes La Creu de L'Aragall y El Figaró en la Cordillera Costero Catalana).

Aparte del límite superior e inferior de este ciclo, podemos establecer otros dos límites que también pueden ser equivalentes temporalmente en ambas cuencas. El primero se corresponde con la superficie limitante mayor o MBS-5 dentro de la Fm. Cañizar, y el segundo está representado por la superficie mayor (MBS-7) que separa las unidades inferiores y las superiores. Estos dos límites marcan cambios importantes tanto en la energía del sistema, como en la procedencia o el clima.

Desde la base de las serie estudiadas hasta la superficie de discontinuidad MBS-5, predominan los sistemas fluviales de tipo braided con cierta influencia de sedimentos eólicos,



depositados en condiciones cálidas y áridas, con circulación de agua ácida. Al percolar, estas aguas producirían la disolución de minerales preexistentes en la roca como fosfatos, micas, feldespatos y piritas y la precipitación de otros como caolinita o fosfato-sulfato aluminicos (minerales APS). Es la primera vez que se describe y estudia este tipo de minerales en sedimentos Triásicos de la Península Ibérica. La precipitación APS se produciría antes de la compactación mecánica de la roca, junto con un aporte externo de Sr y S, bien por efecto de aerosoles volcánicos o debido a la acción de los vientos procedentes del mar del Tethys, el cual queda reflejado en su signatura isotópica tanto de  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  como de  $\delta^{34}\text{S}$ .

A finales del Espatiense, se produce una reactivación de los sistemas fluviales y un cambio en las condiciones hacia un clima estacional y con mayor humedad. Esta nueva etapa comenzaría a partir de la discontinuidad sedimentaria que hemos denominado MBS-5. Este cambio climático en la parte alta del Espatiense coincide tanto en la Cordillera Ibérica como en la Cordillera Costero Catalana, e iría dando paso a condiciones más favorables para la recuperación de la fauna y la flora. Durante el Anisiense inferior y medio (a partir del límite MBS-7) desaparece la influencia de sedimentos eólicos y hay un mayor desarrollo de llanuras inundación en los sistemas fluviales. Se produce entonces una disminución en la acidez, marcada por el desarrollo de paleosuelos y cambios geoquímicos en elementos como P y Sr, relacionados con una menor presencia de minerales APS.

Por lo tanto, podemos diferenciar inicialmente, en el Espatiense-Aegiese, un periodo de supervivencia que comenzaría en el límite MBS-5 antes señalado, y que se caracteriza por la aparición de los primeros signos de bioturbación con la presencia de huellas de raíces, y las primeras especies oportunistas de plantas (*Pleuromeia*) y huellas de tetrápodos (*Rhyncosauroides*) encontradas hasta el momento en sedimentos Triásicos de la Península Ibérica. Posteriormente, en el Anisiense inferior-medio (por encima del MBS-7), tendríamos el periodo de recuperación con una mayor diversidad tanto de flora (coníferas, equisetales, peltaspermales, cicadales, y helechos) como de fauna con la presencia de huellas de *Rhyncosauroides*, *Chirotheroides*, insectos y triópsidos.

Aunque aún no es posible precisar las causas que dieron lugar a todos estos cambios ambientales parecen, sin embargo, estar relacionados con las variaciones climáticas y de acidez del medio citadas, combinadas con una etapa de actividad tectónica importante. Dicha actividad tectónica, sería responsable de la presencia de discontinuidades mayores, cambios en la procedencia de los sedimentos y la formación de nuevos corredores para la migración de fauna. El MBS-5 diferenciado en la Cordillera Ibérica y su posible equivalente en la Cordillera Costero Catalana, podría corresponderse con la discontinuidad Hardegsen (Espatiense superior) descrita en cuencas de la misma edad en Europa central y occidental, en las cuales, la recuperación se produce también durante el comienzo del Anisiense inferior (Aegiese).

## **ABSTRACT**

During the Permian-Triassic life crisis the extinction of about 75-95% of the total living species in both terrestrial and oceanic environments occurred. The volcanic gases along with the CH<sub>4</sub> released from oceanic bottoms, resulted in an important environmental damage. Accordingly, acid rain, oceanic anoxia and a rise in global temperature led to unlikely conditions for life development. This environmental damage took place during the Lower Triassic period and produced an important delay in the recovery of life.

This work has been performed in Lower-Middle Triassic continental sediments (Buntsandstein facies) from the Iberian and Catalanian Ranges, East of Iberian Peninsula. For first time in Western Tethys, the combination of sedimentological, mineralogical, geochemical and paleontological data, make possible to know how and when the recovery of life begins, and to establish the palaeoenvironmental conditions prevailing during such event.

The Iberian and Catalanian basins are divided in sectors (A, B1, B2, C1, C2, C3) on the basis of their different tectonic evolution, but a common development is established by sedimentological criteria. We have set major equivalent boundary surfaces in the study area that limit the Mesozoic sedimentary sequence of this part of the Iberian Peninsula. The lower limit marks the beginning of Mesozoic sedimentary cycle. This sedimentary sequence began in the Olenekian (Lower Triassic) until the Pelsonian-Illyrian limit (Middle Triassic), when the Tethys transgression and marine record started.

In the Iberian Ranges, the Triassic continental record is represented by two formations (from bottom to top): The lower one, Cañizar Fm. (and its Catalanian equivalents Lower Prades, Upper Prades, Eramprunyà Units) and the upper Eslida Fm. (and their equivalents in the Catalanian Ranges, La Creu de L'Aragall, and El Figaró Units).

Besides the upper and lower boundaries, two additional equivalents limits have been differentiated in both basins. The first one belongs to MBS-5 and it is located in the upper third part of Cañizar Fm. and its equivalent Eramprunyà Unit. The second one is belonging to the limit between the lower and upper units (MBS-7). These two limits also mark important changes in the energy of the systems, sources areas, and climate.

From bottom to MBS-5 limit, braided fluvial systems are predominant with minor aeolian sediments influence, deposited under a warm and arid climate with acid water circulation. Percolation of such meteoric waters led to dissolution of pre-existing minerals like phosphates, feldspars, micas, and pyrite, and precipitation of kaolinite and aluminium sulphate-phosphate (APS) minerals. This work also presents the first study of this mineral group in Triassic sandstones in the Iberian Peninsula. The APS minerals were precipitated before the mechanical rock compaction and they are related to an external input of Sr and S, in either a volcanic aerosols or sea salts coming from Tethys winds. This inference is supported by the <sup>87</sup>Sr / <sup>86</sup>Sr and δ<sup>34</sup>S ratios.

At the end of the Spathian, there was a fluvial systems reactivation and climate changed towards less warm and more humid conditions. This new period began from the MBS-5 onwards. This climate change during the upper part of Spathian is recorded in both the Iberian and Catalanian Ranges, and resulted in the development of favourable recovery life conditions.

Along Lower-Middle Anisian (upwards MBS-7), the aeolian influence disappeared and there was a change in the fluvial style to more sinuosity rivers with flood plains development. In addition, an increase in pH marked by paleosoils formation and geochemical changes in Sr and P concentrations, related to a decrease in APS concentration, also occurred.

In summary, two stages have been distinguished in the Triassic sediments of the Iberian Peninsula: 1) a survival stage, Spathian-Aegian times, that began in the MBS-5. It is characterized by the first occurrence of bioturbation structures, roots marks, opportunistic plants (*Pleuromeia*) and tetrapods foot prints (*Rhyncosauroides*); 2) later, in the recovery stage during Lower-Middle Anisian times, there was a life bloom involving a higher diversity of plants (conifers, equisetals, peltaspermales, cycadales and ferns), tetrapods foot prints *Rhyncosauroides*, *Chirotheroides* and also with the occurrence of insects and triopsids.

Although it is not still possible to know the causes that produced all these environmental changes, they seem to be related to climatic and pH environmental variations together with an important tectonic activity. The latter resulted in major boundary surfaces, changes in the provenance areas and formation of new faunal corridors. The MBS-5 established in the Iberian Ranges and their equivalent in the Catalanian Ranges, could be correlated with the Hardegsen unconformity (upper Spathian) described in other European basins in which the life recovery started also in Lower Anisian (Aegian) times.

## **1. INTRODUCCIÓN**





## **1. INTRODUCCIÓN**

### **1.1. PRESENTACIÓN**

La presente tesis doctoral ha sido realizada en el Departamento de Estratigrafía-UEI de Correlaciones del Instituto de Geología Económica (UCM-CSIC) y el Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid, bajo la dirección de los doctores José López Gómez y José Fernández Barrenechea. Ha sido financiada por una beca predoctoral FPI del Ministerio de Ciencia e Innovación asociada a los proyectos CGL 2005-01520BTE y CGL 2008-00093 del mismo ministerio. Dentro del marco de estas becas, se han realizado dos estancias breves; una de dos meses de duración en el Departamento de Geología (Área de Petrología y Geoquímica) de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Zaragoza, bajo la supervisión del Dr. Marceliano Lago San José, y otra de tres meses de duración, en el School of Earth and Environment: Earth Sciences of Leeds University (UK), supervisada por los Drs. Simon Bottrell y Robert Newton. Además se opta al grado de Doctor con Mención Europea para lo cual parte del texto ha sido redactado en inglés.

El presente trabajo surge como parte de un proyecto que estudia de forma multidisciplinar las rocas siliciclásticas de origen continental del Triásico Inferior y Medio (facies Buntsandstein) en el SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y su comparación y posible correlación con los sedimentos de esta misma edad en la Cordillera Costero Catalana. Hasta el momento, los estudios realizados en esta zona consistían fundamentalmente en trabajos regionales de carácter sedimentológico, estratigráfico, paleontológico y tectónico. Sin embargo, para llevar a cabo los objetivos que nos proponemos en este trabajo el enfoque debe ser diferente. Por un lado debe abordar las disciplinas anteriormente citadas, pero con nuevos criterios que nos permitan avanzar en estos campos y, por otro, completarlos con técnicas apenas desarrolladas en este tipo de estudios hasta el momento, como la mineralogía y la geoquímica. Este planteamiento de trabajo es la manera óptima de alcanzar los objetivos de la presente tesis doctoral, como se está viendo en trabajos recientes de gran impacto científico y como quedará expuesto al final de este capítulo.

Es necesario, sin embargo, mostrar en primer lugar la complejidad que presenta el periodo Triásico; una etapa todavía afectada intensamente por la crisis del límite Pérmico-Triásico, en la que una serie de alteraciones ambientales dificultaron la recuperación y desarrollo de la vida. Todo ello, junto otros aspectos generales como la paleogeografía de este periodo, las características de los sedimentos o los problemas para dificultar su edad, pasan a describirse a continuación.

### 1.2. LA CRISIS PÉRMICA Y LA RECUPERACIÓN TRIÁSICA

Al final de la Era Paleozoico tuvo lugar una compleja catástrofe medioambiental que produjo la mayor extinción biótica de la historia de la Tierra. Su repercusión fue notable tanto en ecosistemas marinos, sobre todo en los de aguas templadas donde afectó al 90% de las especies, como en terrestres, en los que desaparecieron alrededor del 70% de las familias de vertebrados (Erwin, 1994 y 2006; Erwin et al., 2002; Benton 2003; Hallam, 2004) y donde además, se produjeron importantes cambios en la flora (Veevers et al., 1994; Retallack et al., 1996; Willis y McElwain, 2002). Hay, sin embargo, autores que afirman que los patrones de extinción y recuperación parecen indicar que, en realidad, los grupos que desaparecieron fueron menos de los estimados, ya que gran parte de los géneros reaparecieron posteriormente como Taxones Lázaro (Kozur, 1998), lo que evidenciaría la existencia de refugios durante el período de mayor deterioro medioambiental.

Actualmente el debate sobre las posibles causas de la crisis permotriásica se centra en dos líneas principales, una que apoya una extinción catastrófica y rápida, posiblemente debida a un impacto meteorítico (Kaiho et al., 2001; Becker et al., 2001 y 2004), y otra línea que aboga por una extinción gradual debida a la interacción de diferentes factores que dieron lugar a un deterioro progresivo de los ecosistemas, llevándolos finalmente al colapso (Yang et al., 1993; Yin y Tong, 1998; Jin et al., 2000; Ward et al., 2005; Erwin, 2006). Las primeras, han ido quedando recientemente relegadas, debido a un menor apoyo de la comunidad científica, al no haber indicios claros que respalden que la extinción del tránsito Pérmico-Triásico fuera debida a un evento catastrófico, mientras que cada vez existen más criterios que apuntan a una interacción de diferentes factores (Erwin, 2006; Payne y Kump, 2007; Galfetti et al., 2008).

Entre las diversas causas cuya repercusión parece haber jugado un papel más determinante, destacarían las erupciones volcánicas como origen y catalizador del proceso destructivo (Twitchett, 1999; Courtillot et al., 2003; Galfetti et al., 2007b; Payne y Kump, 2007; Peng y Shi, 2009). Hay también un acuerdo general entre los investigadores, en que estas erupciones se corresponderían con las que se produjeron en el norte de Siberia, que duraron más de un millón de años (Renné et al., 1995; Heydary et al., 2008) y que liberaron a la atmósfera gases como  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}_2$  y  $\text{SO}_2$ . Como consecuencia del  $\text{SO}_2$ , inicialmente pudo producirse un periodo breve de enfriamiento y una glaciación puntual (Kozur, 1998), seguida de un calentamiento global de entre 6° y 8°C (Royer, 2006) debido al  $\text{CO}_2$  y  $\text{CH}_4$  atmosféricos. Este aumento de temperatura habría favorecido aún más el proceso de liberación de grandes cantidades  $\text{CH}_4$  de que se encontraban atrapadas dentro de estructuras de tipo clatrato en los fondos marinos y en el permafrost (Erwin, 1993; Krull et al., 2000).

Todo ello produjo cambios en la circulación oceánica y atmosférica (Kidder y Worsley,

2004) así como un posible aumento del nivel del mar (Hallam y Wignall, 1997) y eventos de anoxia e hipercapnia en los fondos marinos (Isozaki, 1997; Wignall y Twitchett 2002; Woods, 2005). En ambientes continentales, estas variaciones se reflejan en un aumento de la aridez (Smith y Botha, 2005) que estaría favorecido por el control paleogeográfico ejercido por el supercontinente Pangea. La figura 1.1 refleja la relación y retroalimentación de todo este encadenamiento de procesos.

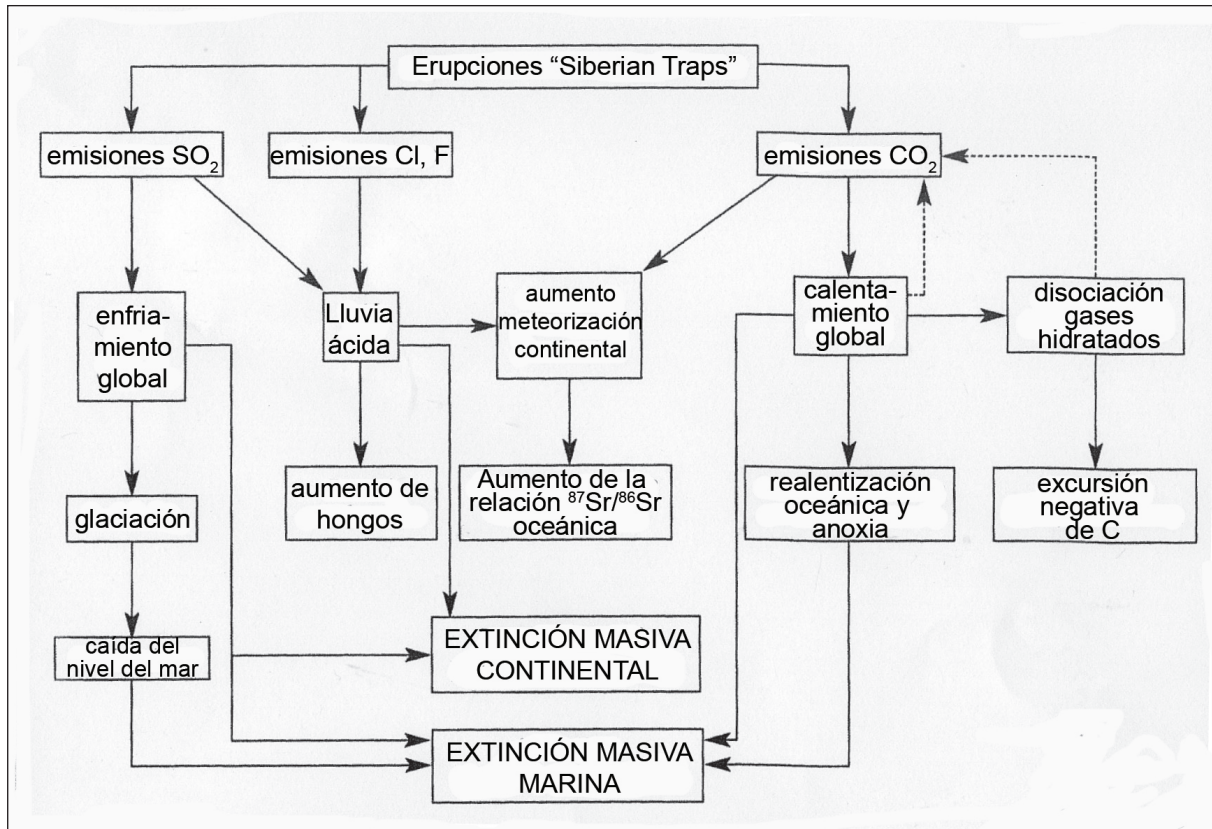


Fig. 1.1: Diagrama que muestra como las erupciones volcánicas de Siberia dan lugar a cambios atmosféricos y al colapso de la mayor parte de la vida. Modificado de Benton, 2003.

Estos eventos y cambios, quedan marcados en el registro estratigráfico, tanto continental, mediante variaciones en el tipo de sedimentación (Smith y Botha, 2005; Arche y López-Gómez, 2005), como marino, reflejado en la ausencia de chert (Sperling e Ingle, 2006), la destrucción de arrecifes de coral y la desaparición de fosforitas por descenso de la productividad primaria (Kidder y Worsley, 2004; Woods, 2005). También se pueden observar en el registro fósil mediante icnofósiles (Fraisier et al., 2005; Diedrich, 2009) o estudios palinológicos, que reflejan cambios en el tipo de flora dominante durante el Triásico Inferior respecto al Pérmico (Retallack, 1995; Benton y Twitchett, 2003). Recientemente, se estudian también todos estos cambios mediante técnicas indirectas, como las variaciones en los isótopos estables de oxígeno, carbono y azufre (Wignall y Twitchett, 2002; Erwin et al., 2002; Newton et al., 2004; Corsetti et al., 2005) que muestran la desaparición de gran parte de los bosques por los procesos antes citados y el mayor consumo de oxígeno para oxidar la materia orgánica producida durante la crisis biótica.

En ambientes marinos, los organismos más afectados fueron los silíceos planctónicos (radiolarios) y los nectónicos y bentónicos de aguas templadas (Kozur, 1998). Grupos como los trilobites, los fusulínidos y los corales rugosos desaparecieron por completo, mientras que otros como braquiópodos, crinoides y briozoos, dejaron de ser la fauna predominante, pasando a ser los bivalvos y gasterópodos los principales grupos en el Triásico (Erwin, 2006), dando paso a la denominada fauna “moderna” (Sepkoski, 1984) (Fig. 1.2). La pérdida de la biodiversidad en ambientes marinos se debió fundamentalmente a los eventos de anoxia antes citados, acidez de las aguas y variaciones de las corrientes oceánicas unidas a variaciones rápidas del nivel del mar.

En el caso de los ecosistemas terrestres la reducción en la abundancia de vegetación debió ser significativa debido a la ausencia de carbón durante el Triásico Inferior (coal gap) (Retallack et al., 1996) desapareciendo los bosques de coníferas del Pérmico y dando paso a un periodo en el que disminuyen los fósiles de macroflora y básicamente sólo se encuentran muestras con polen y esporas. Como consecuencia de esta disminución en la biomasa, hay un aumento de la erosión y de los drenajes hacia los océanos. Ello, unido a las altas temperaturas, debido a los gases de efecto invernadero antes citados y todavía presentes en el comienzo de Triásico, dio lugar a una reducción de la meteorización química de los silicatos en latitudes medias y bajas, disminuyendo también el aporte de nutrientes al océano, y por tanto favoreciendo el descenso de la productividad primaria (Kidder y Worsley, 2004). No es hasta finales del Triásico Inferior y Medio, cuando reaparecen los primeros signos de recuperación, con la expansión de nuevo de los bosques de coníferas (Looy et al., 1999) que favorece el descenso de los niveles de CO<sub>2</sub> con la consiguiente bajada de la temperatura global, la reactivación de las corrientes oceánicas y la mezcla de aguas. Esto favorece la llegada de nutrientes al océano y el aumento de los organismos planctónicos fotosintéticos (Kidder y Worsley, 2004).

Los insectos también se vieron afectados con la desaparición de nueve órdenes, entre ellos los insectos gigantes que vivieron durante el Carbonífero y el Pérmico. Esta desaparición fue debida, probablemente, a la importante reducción de los niveles de oxígeno atmosférico a finales del Paleozoico y principios del Triásico (Labandeira, 2005). De todos los órdenes que sobrevivieron, podemos encontrar representantes en la actualidad (Béthoux, 2005).

De los vertebrados, los anfibios fueron los grupos más afectados. En el resto de tetrápodos se produjo una importante renovación faunística que ha sido bien estudiada en la cuenca del Karoo, Sudáfrica (Retallack et al., 2003 y Smith et al., 2005), donde se pasa de faunas de terápsidos dominadas por el género *Dicynodon* durante el Pérmico, al predominio del género *Lystrosaurus* en el Triásico.

Generalmente se entiende como recuperación biótica tras un evento de extinción, el periodo durante el cual se produce una rápida diversificación de los linajes supervivientes

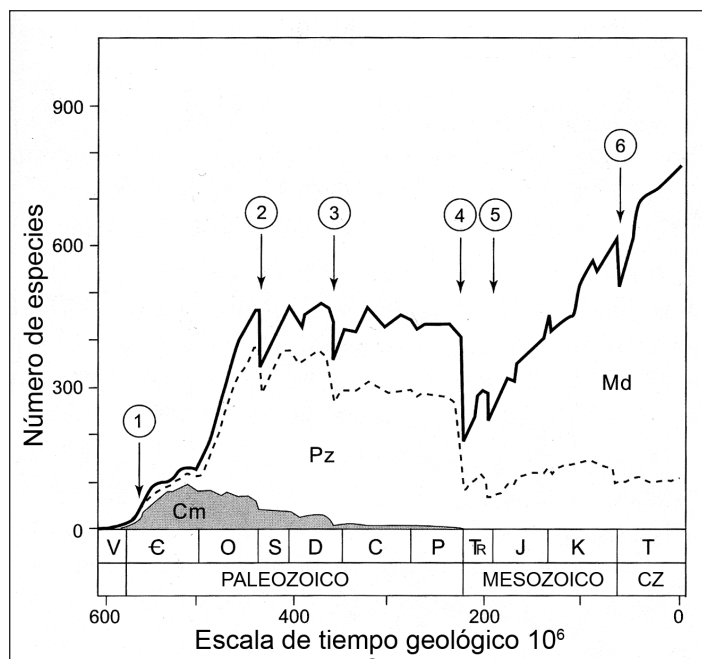


Fig 1.2: Representación gráfica del número de especies extinguidas en cada una de las extinciones (1-6) más importantes de la historia de la tierra. La línea discontinua muestra la evolución de la fauna de “tipo paleozoico” dominada por briozoos, braquiópodos y crinoides. La línea continua marca la evolución del número de especies de la denominada “fauna moderna”. Modificado de Sepkoski (1984).

seguido del cese de las extinciones y finalmente, el restablecimiento de las comunidades con una disminución de la diversificación post-extinción. También puede considerarse el periodo tras el cual se restablecen las condiciones ambientales isotópica y ecológicamente equivalentes a las existentes antes de la crisis (Erwin, 1998).

Su estudio puede hacerse desde varios puntos de vista: paleontológico, paleoecológico o, el más reciente, geoquímico. El primer caso se realiza mediante el estudio de los patrones de recuperación filogenéticos y biogeográficos de un grupo taxonómico en concreto, en diferentes zonas del planeta. El segundo tipo

de estudio, el paleoecológico, se realiza sobre la recuperación de un ecosistema o comunidad completa en una zona determinada. En los últimos años los trabajos se centran, además, en estudios geoquímicos que marquen cambios en las condiciones que dieron lugar a la crisis y por tanto, al restablecimiento de las condiciones ambientales, aunque generalmente estos cambios suelen ser anteriores al restablecimiento de las comunidades (Erwin, 1998).

La degradación ambiental que se produjo durante la crisis biótica del final del Pérmico, continuó en el Triásico Inferior (Olenekiense) hasta el Triásico Medio (Anisiense inferior), según diferentes autores y zonas de estudio (Kozur, 1998; Chen et al., 2007), dando lugar a una lenta recuperación biológica, entre 1-5 ma., en comparación con los periodos de recuperación de otras grandes crisis bióticas (Corsetti et al., 2005). Sin embargo, debido a las últimas modificaciones en la cronoestratigrafía del Triásico, parece ser que este periodo podría ser menor de lo que se pensaba inicialmente, como se expondrá más adelante.

La recuperación se produce en dos intervalos: el de supervivencia, en el que se encuentran los organismos que han sobrevivido a la crisis pérmica, generalmente taxones de tipo oportunista, y el de recuperación, en el que aparecen las innovaciones evolutivas con una gran diversificación de los taxones supervivientes y reaparecen los denominados Taxones Lázaros (Bottjer y Gall, 2005).



La persistencia del deterioro ambiental tras la crisis pérmica durante varios millones de años, queda reflejada en el largo periodo que tardan en reaparecer los Taxones Lázaro y en una reducción del tamaño medio de los organismos durante el intervalo de supervivencia (efecto Lilliput), tanto en ecosistemas marinos como terrestres (Twitchett, 2006; Grauvogel-Stamm y Ash, 2005). Alrededor del 50% de los géneros marinos afectados reaparece a finales del Triásico Inferior y principios del Triásico Medio (Taxones Lázaro) a medida que las condiciones ambientales vuelven a ser más favorables, o son géneros que han evolucionado a partir de otros desaparecidos en la crisis pérmica (Kozur, 1998). En cualquier caso, tanto la tasa de extinción como de recuperación es difícil de cuantificar ya que cada taxón tiene una tasa de recuperación y ésta, a su vez, es distinta en cada región. Además hay que considerar el sesgo debido a la cantidad y dispersión geográfica de los afloramientos conservados y estudiados.

En definitiva, es importante remarcar que en el comienzo del Triásico persiste todavía una alteración ambiental importante que queda reflejada biótica, geoquímica y sedimentológicamente en el registro geológico, determinando las características especiales de éste periodo de tiempo y que van a ser el objetivo del presente trabajo.

### **1.3. PALEOGEOGRAFÍA Y PALEOCLIMA DEL TRIÁSICO**

Pelogeográficamente, a finales del Carbonífero se produce la colisión entre Gondwana y Laurasia, dando como resultado un supercontinente denominado Pangea, el océano Panthalásico y el mar de Tethys (Woods, 2005). A partir del Pérmico Medio-Superior y durante el Triásico, comienza una etapa marcada por la separación de diferentes bloques corticales, dando lugar la creación y evolución de nuevas cuencas, entre las que se encuentran la Cuenca Ibérica y la Cuenca Costero Catalana. Por otro lado, la interacción y retroalimentación de los diversos factores comentados anteriormente durante la transición Pérmico-Triásico, dieron lugar a una de las etapas más cálidas del Mesozoico, con ausencia de hielo en los casquetes polares (Retallack, 1999) (Fig. 1.3).

Durante el final del Pérmico y principios del Triásico, Iberia era una microplaca situada a unos 15° al norte del ecuador (Ziegler, 1990; Ziegler y Stampfli, 2001), concretamente formaba parte del borde sureste de la Cordillera Central de Pangea, al oeste del mar del Tethys. Con esta configuración geográfica subtropical, el clima durante esta época era estacional, con periodos húmedos intercalados entre periodos secos, con zonas aisladas de aridez local en el interior de la Placa Ibérica y con un descenso de las inundaciones estacionales durante el Triásico (López-Gómez et al., 2005; Bourquin et al., 2007 y 2011).

A nivel global, durante el Triásico Inferior se pueden observar cambios geoquímicos

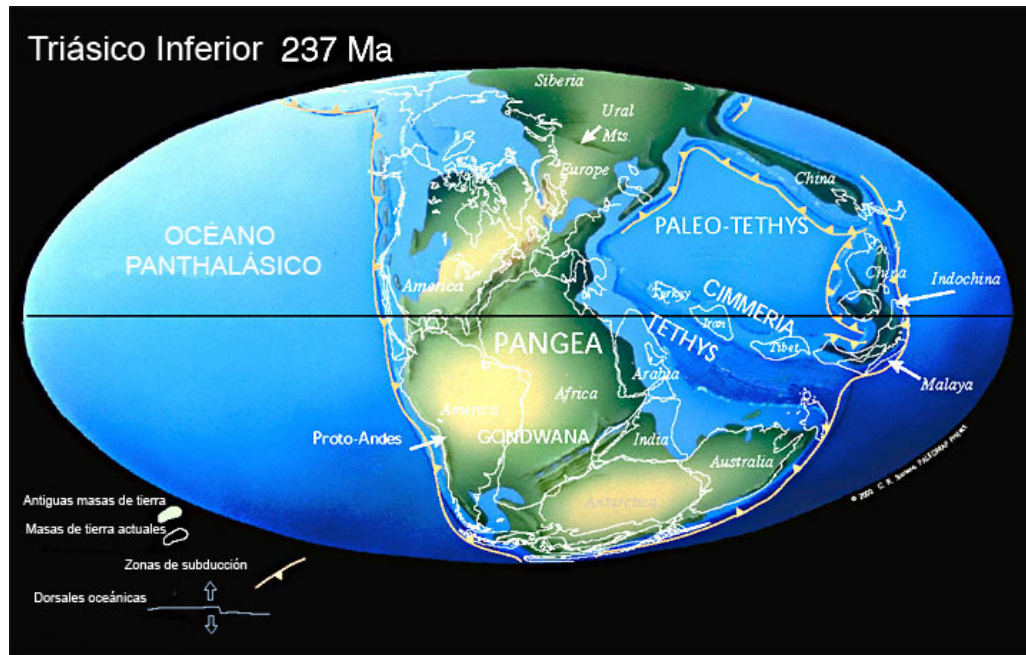


Fig 1.3: Mapa paleogeográfico del Triásico Inferior. Modificado de Scotese, 2001.

importantes, como por ejemplo en el registro de los isótopos de carbono en sedimentos marinos, con dos excursiones positivas principales, una al final del Dineriense y otra al final del Esmitiense, que representarían episodios con eventos anóxicos en un clima con bajo contraste térmico entre los polos y el ecuador. Estos episodios fueron seguidos por un cambio hacia climas más cálidos pero con mayor contraste térmico, que daría lugar a una mayor oxigenación de los océanos y, como consecuencia, una mayor abundancia y diversificación de los organismos marinos (Brühwiler et al., 2009; Galfetti et al., 2007a).

En ecosistemas terrestres, la escasa variedad de la flora encontrada en diferentes zonas de Europa y China durante el Triásico Inferior, y dominada por especies adaptadas fundamentalmente a condiciones áridas, parece indicar que el gradiente térmico entre el ecuador y los polos debía ser bastante bajo (Grauvogel-Stamm y Ash, 2005). Esto dio lugar a una ralentización de la circulación atmosférica y de los vientos, que se retroalimentaría por la fusión de los casquetes polares y el calentamiento del océano, en el que se produce, a su vez, una ralentización de la circulación termoalina y la disminución de las corrientes de upwelling. El resultado sería a la estratificación de las aguas oceánicas, un descenso de la productividad primaria y los ya citados eventos de anoxia (Fig. 1.4).



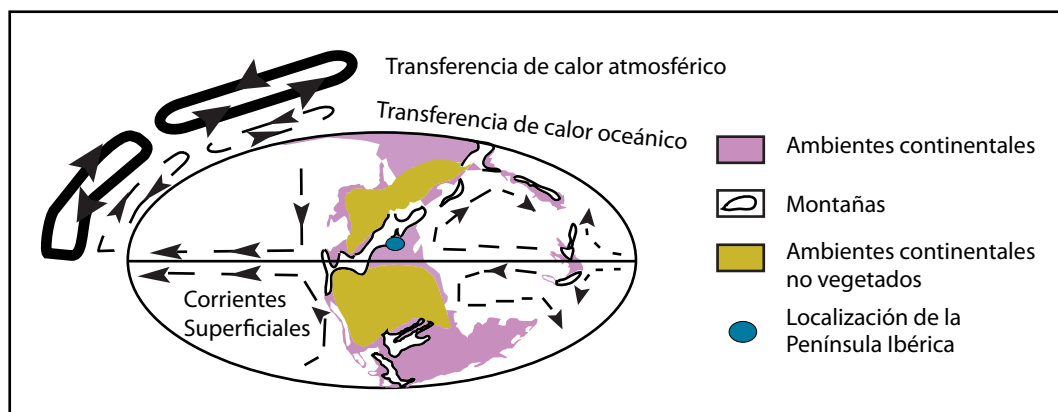


Fig 1.4: Esquema de la circulación oceánica y atmosférica durante el Triásico Inferior. Modificado de Kidder y Worsley, 2004).

#### 1.4. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS SEDIMENTOS TRIÁSICOS

A nivel mundial los principales afloramientos permo-triásicos estudiados, tanto marinos como continentales, se encuentran repartidos por todos los continentes. Sin embargo, la transición entre los dos periodos sólo se encuentra representada en el registro sedimentario de algunos puntos del planeta (Fig. 1.5). En la Península Ibérica, los principales afloramientos permo-triásicos los encontramos en la Zona Cantábrica, la Cordillera Ibérica, la Cordillera Pirenaica, la Cordillera Costero Catalana, la Cordillera Bética y las Islas Baleares. Los registros más completos de estas zonas se dan en sedimentos continentales, pero en ninguno de los casos encontramos representada la transición completa.

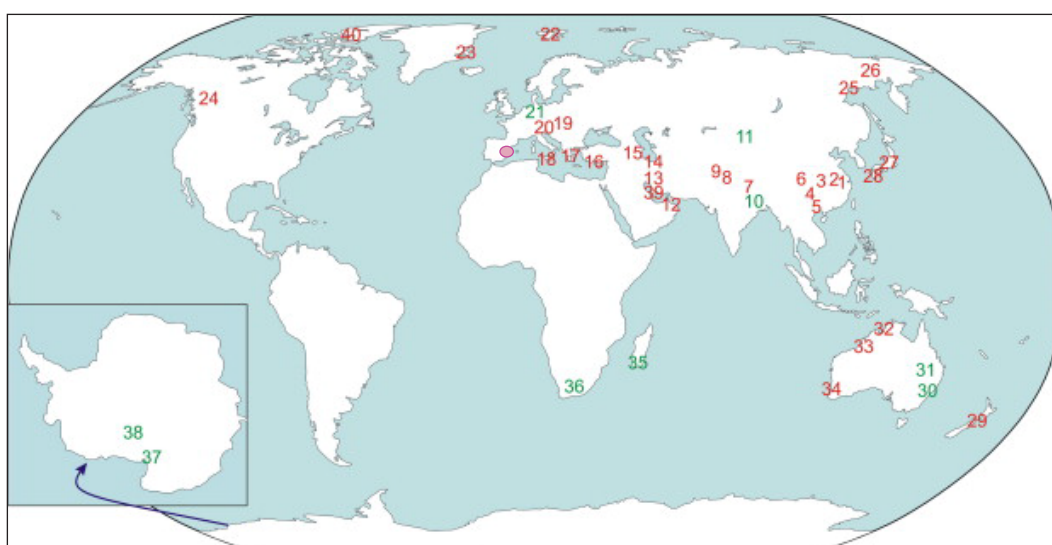


Fig. 1.5: Mapa con los principales afloramientos que muestran la transición permotriásica en sedimentos continentales (en verde) y marinos (en rojo). El área coloreada marca la zona de estudio (Korte y Kozur, 2010).

Los sedimentos del Triásico de la Península Ibérica e Islas Baleares se encuentran representados en facies germánica, mostrando por tanto una división en Buntsadstein, Muschelkalk y Keuper, definida por Alberti (1864) para el Triásico continental del sur de Alemania. Los sedimentos de origen continental, han sido datados básicamente por asociaciones de polen y esporas, conchostráceos y macroflora, y constan de depósitos de origen aluvial que incluyen principalmente depósitos de transporte en masa, abanicos aluviales y sistemas fluviales de tipo braided y meandriforme. Los sedimentos de origen marino, están originados en plataformas carbonáticas ligadas a llanuras mareales, y han sido datados mediante ammonites, foraminíferos, conodontos y asociaciones palinológicas (López-Gómez et al., 2002).

Los sedimentos continentales estudiados en el presente trabajo pertenecen a parte del Triásico Inferior y la parte inferior del Triásico Medio. Se caracterizan por su color rojo (“red beds”), ausencia marcada de contenido paleontológico y no presentan registro sedimentario durante las primeras etapas del Triásico. Los dos últimos aspectos han condicionado históricamente el estudio de estas rocas en detalle, por lo que en general se ha llegado hasta nuestros días con un conocimiento reducido de ellas en muchos aspectos.

## **1.5. LÍMITES BIOESTRATIGRÁFICOS Y CRONOESTRATIGRÁFICOS DEL TRIÁSICO**

El estratotipo del Triásico o “Global Standard Section and Point” (GSSP), fue aprobado en 2001 por la Comisión Internacional de Estratigrafía (CIE) y se encuentra en China, en la región de Meishan. El límite Pérmico-Triásico se encuentra localizado en un nivel carbonático marino, depositado entre dos capas cineríticas que estarían relacionadas con las erupciones volcánicas producidas durante esa transición (Renné et al., 1995; Bowring et al., 1998; Metcalfe et al., 1999; Erwin et al., 2002; Kamo et al., 2003).

En 2004 la citada comisión estableció el límite Pérmico-Triásico en  $251,0 \pm 4$  ma., basándose en datos radiométricos publicados por Bowring et al. (1998). Sin embargo estudios recientes en circones, han modificado esa edad hasta los  $252,5 \pm 0,2$  ma. (Mundil et al., 2004) y 252,2 ma. (Ogg et al., 2008).

La aparición del ammonoideo *Ortoceras woodwardi* (Griesbach, 1880) fue utilizada durante mucho tiempo como indicador de la base del Triásico. Posteriormente se utilizaron los conodontos, debido a su mayor independencia de facies, lo que permite también efectuar correlaciones globales. Por ello, en 2002 la Subcomisión Estratigráfica del Triásico consideró como marcador bioestratigráfico de la base del Triásico el conodonto *Hindeodus parvus*, propuesto por Yin et al. (1986).

En el caso de sedimentos continentales, la determinación del límite P-T es más compleja. Secciones completas que incluyen este límite pueden encontrarse en Dalongkou (China), Carlton Heights (Sudáfrica) o Nelben (Alemania), y aparece marcado por la desaparición del conchostráceo *Falsica postera* y la primera aparición de *F. verchojanica*, y la sustitución de la biozona de vertebrados *Dicynodon*, por la de *Lystrosaurus* (Rubidge, 1995). No obstante, recientes hallazgos del género *Lystrosaurus* por debajo del límite P-T en la cuenca de Karoo (Sudáfrica), parecen indicar que parte de los cambios evolutivos más importantes ya empezaron a suceder a finales del Pérmico (Ward et al., 2005).

La correlación entre secciones terrestres y marinas es también compleja, aunque se han descrito zonas, en el suroeste de China (Peng y Shi, 2009) o el este de Groenlandia, donde se han encontrado palinomorfos terrestres junto con fósiles marinos incluido *H. parvus* (Twitchett et al., 2001). Recientes estudios de detalle también en secciones de China (Peng et al., 2005) sobre la determinación del límite Pérmico-Triásico en sedimentos continentales, permiten que esta correlación sea cada vez más precisa.

El Periodo Triásico está dividido en tres épocas: Inferior, Medio y Superior, subdivididos a su vez en seis edades (pisos): Scytiense, Anisiense, Ladiniense, Carniense, Noriense y Retiense. Hata el momento las edades de los límites entre los diferentes aceptadas internacionalmente son las aprobadas en 2004 por la Comisión Estratigráfica Internacional, publicados en Gradstein et al., 2004 (Fig. 1.6). Sin embargo estas edades aún están bajo discusión y las últimas publicaciones basadas en estudios magnetoestratigráficos (Szurlies et al., 2003; Szurlies, 2007) y radiométricos (Muttoni et al., 2004, Mundil et al., 2010) han modificado recientemente los límites, aumentando la duración del Triásico Superior y reduciendo considerablemente la del Triásico Inferior (Ogg et al., 2008; Mundil et al., 2010) (Fig. 1.6).

Para el caso del Triásico Inferior, una serie de trabajos realizados en el Himalaya y Rusia dieron lugar a la propuesta de hacer dos subdivisiones para el Scytiense, mientras que trabajos realizados en Groenlandia proponían cuatro. Finalmente en el Congreso Geológico Internacional celebrado en Kyoto en 1991, se acordó dividir en Triásico Inferior en dos pisos (Induanense y Olenekiense) y cuatro subpisos (Griesbachense y Dinerianiense, dentro del Induanense, y Esmitiense y Espatiense, dentro del Olenekiense) (Virgili, 2008; Ogg et al., 2008).

El esfuerzo de la Comisión Estratigráfica Internacional ha sido fundamental para precisar, cada vez más, las edades de los diferentes pisos y subpisos, permitiendo una mejor localización en el tiempo de los eventos sucedidos durante el Periodo Triásico.

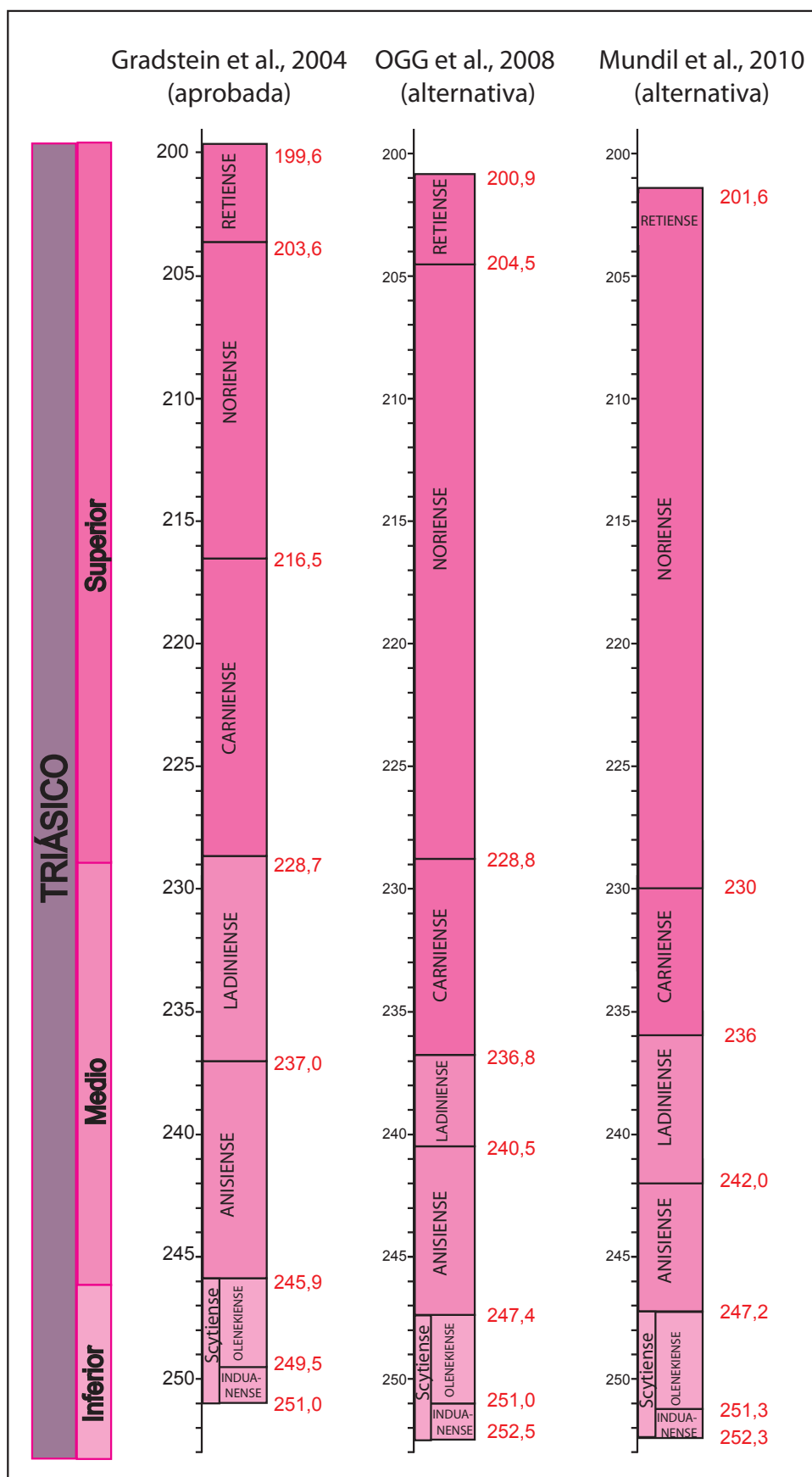


Fig. 1.6: Escala cronoestratigráfica aprobada por la CIE en el 2004, y modificaciones propuestas posteriormente basándose en nuevos datos publicados hasta la fecha.

## **1.6 PLANTEAMIENTO DE TRABAJO Y OBJETIVOS GENERALES**

Los sedimentos triásicos de origen continental, objeto de este estudio, fueron depositados tras una época muy particular de la historia de la Tierra en la que se produjeron importantes cambios paleoambientales dando lugar a la mayor extinción biótica de las “cinco grandes” y cuyas consecuencias duraron varios millones de años. Los afloramientos de rocas de origen continental de edad triásica en la Península Ibérica, y concretamente los localizados en el este de la misma y en la Cordillera Costero Catalana, se presentan aquí como una interesante oportunidad para conocer las condiciones paleoambientales de esta época en particular. Por ello, se han considerado estos sedimentos, cuyas características son menos conocidas a nivel global que en las secciones marinas, como objeto de un detallado estudio multidisciplinar que nos permita ver en detalle como fueron recuperándose las condiciones ambientales tras la crisis permo-triásica, desde un punto de vista sedimentario, geoquímico y biótico, en los primeros sedimentos continentales depositados en esta zona del oeste del Tethys.

Como se expone en el capítulo de antecedentes bibliográficos, los principales trabajos realizados hasta el momento, tanto en la Cordillera Ibérica como en la Cordillera Costero Catalana son, por un lado, fundamentalmente de tipo estructural, estratigráfico y sedimentológico, o de carácter paleontológico y cronoestratigráfico por otro. De forma más puntual, en los últimos años se han realizado trabajos más específicos como paleomagnéticos, mineralógicos o geoquímicos. Sin embargo, hasta ahora en la Península Ibérica no se había abordado el tema de la crisis y la recuperación permo-triásica desde un punto de vista de conjunto, multidisciplinar, en el que se tengan en cuenta diferentes técnicas complementarias con las que relacionar diversos factores, y poder observar los procesos y cambios acontecidos en este momento concreto de la historia del planeta. En esta línea de trabajo, cabe destacar el estudio de De la Horra (2008) realizado en los sedimentos del Pérmico de la Cordillera Ibérica.

La presente tesis doctoral pretende dar continuidad a esta línea de investigación. Partiendo de las series estratigráficas levantadas en campo, tanto en la Cordillera Ibérica como en la Cordillera Costero Catalana, se han obtenido los datos sedimentológicos y estratigráficos que son la base del estudio y aportan la información acerca del tipo de ambiente en el que nos encontramos y las condiciones generales de depósito. A lo largo de ellas se van tomando muestras que posteriormente serán analizadas mediante distintas técnicas en diferentes laboratorios, las cuales nos irán proporcionando el resto de la información que buscamos.

Una vez determinado en campo, mediante el análisis de facies, el ambiente sedimentario, los restos fósiles encontrados nos permiten también establecer un rango temporal de estas unidades y estudiar, desde el punto de vista biótico, cómo y cuándo comenzaron a restablecerse las comunidades tras la crisis de la transición Pérmico-Triásico.

Mediante la petrografía y el estudio mineralógico podemos reconstruir la evolución y los procesos que han sufrido las rocas tanto en el momento de depósito como en su posterior historia diagenética. Ello, junto con los datos geoquímicos e isotópicos de los elementos que las componen, nos indican las condiciones físico-químicas de los fluidos que han circulado por la roca y que a su vez condicionan la mineralogía de las mismas.

Los cambios en la mineralogía y en la geoquímica permiten establecer una correlación entre aquellos relacionados con el ambiente de sedimentación y la primera aparición de restos fósiles, es decir, con la recuperación biótica.

Por tanto, el objetivo de este trabajo es relacionar los resultados obtenidos de cada tipo de estudio tratando de buscar una visión de conjunto y más precisa sobre las condiciones paleoambientales del Triásico Inferior-Medio en rocas continentales, de esta zona de la Península Ibérica. Esto se realizará mediante el establecimiento de “frangas” de tiempo relacionadas con diferentes eventos (sedimentarios, bióticos o geoquímicos) identificados mediante las técnicas anteriormente descritas, dando una visión más completa sobre las condiciones y cambios ambientales existentes en esta zona de estudio, y su influencia en la recuperación biótica tras la crisis de la transición Pérmico-Triásico.

Para ello nos marcamos los siguientes objetivos concretos:

- Revisión litoestratigráfica y sedimentológica de la unidades objeto de estudio para determinar el ambiente sedimentario de depósito.

- Caracterización petrográfica y mineralógica de las litologías que las componen para analizar su posible área fuente.

- Análisis geoquímico de roca total e isotópico de Sr y S para el estudio del ambiente físico-químico durante la sedimentación.

- Estudio del contenido paleontológico para obtener un rango de edad de los sedimentos, y determinar la primera aparición de cada grupo, para ver la relación de éstas con los cambios geoquímicos y sedimentarios.

En la presente memoria se ha optado por clasificar cada técnica empleada en distintos capítulos en los que se describirá su metodología y los antecedentes particulares de cada una de ellas para facilitar su exposición y mejor comprensión.

Para llevar a cabo estos estudios, ha sido necesaria la colaboración entre diferentes

instituciones y especialistas entre los que se encuentran:

El Dr. Mariano Marzo del Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines de la Facultat de Geologia (Universitat de Barcelona), para interpretación sedimentológica y la revisión de las unidades litoestratigráficas de la Cordillera Costero Catalana.

El Dr. Marceliano Lago de la Facultad de Ciencias (Universidad de Zaragoza), los Drs. Javier Luque y Maribel Benito de los Departamentos de Cristalografía y Mineralogía, y Estratigrafía, respectivamente, de la Universidad Complutense de Madrid, D. Luís Puebla, D. José González Tánago y técnicos del Centro de Microscopía Luís Bru (Universidad Complutense de Madrid) y Dña. Belén Soutullo del laboratorio de difracción de rayos X del Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad Complutense de Madrid, con los que se ha realizado el estudio petrográfico y mineralógico de las láminas delgadas mediante microscopía óptica, microscopía electrónica de barrido y microsonda electrónica, y el estudio de la mineralogía de arcillas mediante difracción de rayos X.

El Dr. Jacinto Alonso Azcárate de la Facultad de Ciencias Ambientales (Universidad de Toledo), la Dra. Carmen Galindo y técnicos del CAI de Geocronología de la Universidad Complutense de Madrid y los Drs. Simon Bottrell y Robert Newton de la School of Earth and Environment (Universidad de Leeds), en cuyos laboratorios se han preparado y analizado las muestras para geoquímica de roca total y geoquímica isotópica de Sr y S.

La Dra. Carmen Diéguez del Museo Nacional de Ciencias Naturales, el Dr. Bienvenido Díez, del Departamento de Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio (Universidad de Vigo), el Dr. George Gand del Centre des Sciences de la Terre (Universidad de Borgoña) y el Dr. O. Béthoux del Department of Palaeontology (Freiberg University of Mining and Technology, Alemania), quienes se han encargado de la identificación y clasificación de los fósiles encontrados (macroflora, polen, vertebrados e invertebrados respectivamente).

Los Drs. Ricardo Arenas y Sonia Sánchez Martínez del Departamento de Petrología y Geoquímica (Universidad Complutense de Madrid) y el Dr. A. Gerdes de (Alemania), con quienes se ha realizado el estudio isotópico de U/Pb en circones.

## **1.7 LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA Y MARCO GEOLÓGICO**

### **1.7.1 LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA.**

Las zonas de estudio se encuentran situadas al E de la Península Ibérica. La primera se



encuentra en el sureste de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. La segunda se localiza en la Cordillera Costero Catalana, tanto en la sierra Litoral como en la Prelitoral. Ambas zonas están separadas por el Macizo del Maestrazgo y por la desembocadura del río Ebro, entre las Provincias de Tarragona, Teruel y Castellón (Fig. 1.7)

Las zonas de estudio abarcan unos 8000 Km<sup>2</sup> en el caso de la zona situada en la Cordillera Ibérica y alrededor de 4000 Km<sup>2</sup> en la zona de la Cordillera Costero Catalana. Dentro de ellas, se han realizado 17 columnas estratigráficas 10 en la Cordillera Ibérica y 7 en la Cordillera Costero Catalana (Fig. 1.7).

Dentro de esta primera zona, las columnas se localizan en las provincias de Cuenca (Castilla La Mancha), Teruel (Aragón), Castellón y Valencia (Valencia) (Fig. 1.7): En la provincia de Cuenca las secciones estudiadas se encuentran en los alrededores de las localidades de Talayuelas, Boniches, Cañete y Henarejos, todas ellas al noreste de la provincia. En la provincia de Teruel se han estudiado dos secciones en las inmediaciones de las localidades de Corbalán y Cedrillas. Cuatro secciones han sido levantadas en la Comunidad Autónoma de Valencia; una al norte de la provincia de Valencia, en las proximidades de la localidad de Gátova y tres en la de Castellón, cercanas a las poblaciones de Alfondiguilla, Montán y Benicassim.

En el NW de esta área las alturas máximas se encuentran alrededor de los 1500 m, 1700 m en la zona de Teruel, y van disminuyendo a medida que nos desplazamos hacia el E, con altitudes de 600 m en la zona de Benicassim. Las poblaciones también son bastante variables a medida que nos desplazamos de oeste a este, siendo localidades de menor población las de Cuenca y Teruel como por ejemplo: Cañete, Boniches, Cedrillas, Corbalán, que las más cercanas a la costa como Segorbe, Vall d'Uxó y Benicassim. Hay numerosos ríos y arroyos que atraviesan esta zona, los cuales pertenecen a las cuencas fluviales del Tago, el Turia, el Cabriel, el Júcar y el Palancia, principalmente (Fig. 1.7).

En el área de la Cordillera Costero Catalana las siete columnas estudiadas, tres en la Provincia de Tarragona, en las inmediaciones de la localidad de Falset, y cuatro en la provincia de Barcelona, en los alrededores de las localidades de El Figaró, El Brull, Cervelló y La Palma de Cervelló (Fig. 1.7). En esta zona la altura también varía de la cordillera Prelitoral, donde se llegan a alcanzar altitudes de 1000 m como en el Montseny y el Monsant, a la Cordillera Litoral, donde las alturas máximas se encuentran entre los 500-650 m. Las poblaciones principales también tienen una mayor densidad de población cuanto más nos acercamos hacia la costa (Barcelona, Tarragona, Castelldefels) y en general también son mayores que en la Cordillera Ibérica. A diferencia de esta última zona, en la que las columnas se encuentran generalmente en zonas boscosas, en el caso de la zona Catalana parte de las columnas se encuentran cerca de



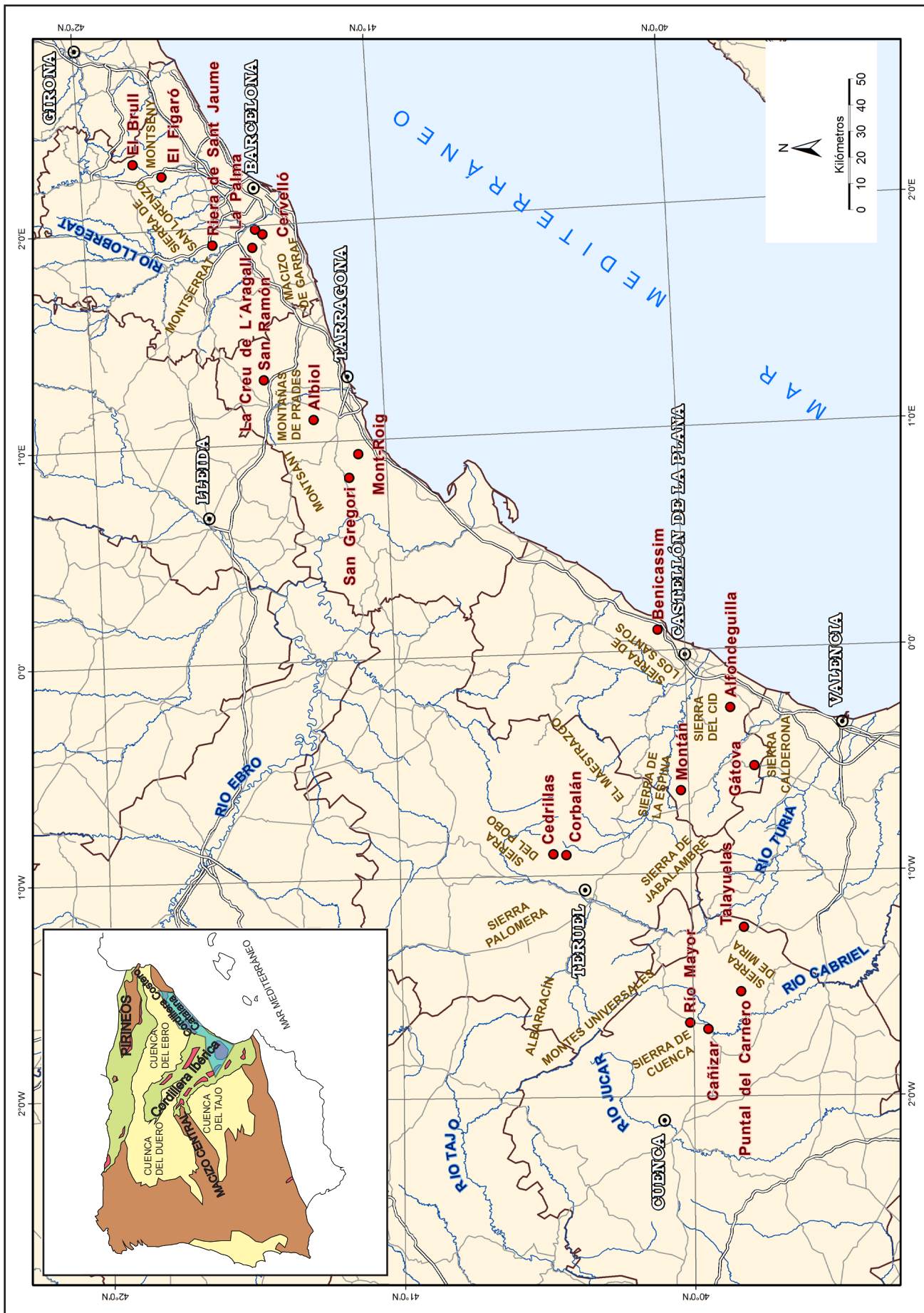


Fig. 1.7: Localización del área de estudio y de las columnas estratigráficas.

zonas urbanizadas e incluso en zonas de uso industrial.

Los ríos principales que atraviesan esta zona son ríos de corto recorrido que van desde la Cordillera Costero Catalana hasta desembocar en el Mediterráneo, de los cuales los principales son el Llobregat (Fig. 1.7) y el Ebro (cuyo nacimiento no se encuentra en esta cordillera), al sur de la Cordillera Costero Catalana.

También hay una cierta diferencia de vegetación entre el interior de la Cordillera Ibérica donde predominan los bosques de coníferas (pinares) con un clima más cálido y extremo entre el verano y el invierno, y la zona más cercana a la costa, junto con la Cordillera Costero Catalana, donde predomina el bosque mediterráneo con mucho más sotobosque y un clima más suave y húmedo.

### **1.7.2. ENCUADRE GEOLÓGICO**

La Cordillera Ibérica está limitada al norte por la Cuenca de Ebro, al noreste por la Cordillera Costero Catalana y al oeste y suroeste por la Cuenca del Duero, el Sistema Central y la Cuenca del Tajo (Fig. 1.7a). Es una estructura linear, con dirección NW-SE, situada en el centro-este de la Península Ibérica (Arche y López-Gómez, 1996 y 2005) dividida en dos segmentos: la Rama Castellana y la Rama Aragonesa separadas por la cuenca de Calatayud-Teruel. Los afloramientos del Triásico se encuentran en los núcleos de anticlinales que siguen la dirección NW-SE de la cordillera (Fig. 1.8).

La Cordillera Costero Catalana es una estructura con dirección NE-SW limitada al norte por los Pirineos, al oeste y sur por la Cuenca del Ebro y la Cordillera Ibérica y al este por el mar Mediterráneo (Fig 1.7a). También está constituida por dos alineaciones montañosas; la Cordillera Litoral y la Cordillera Prelitoral, separadas por la Depresión Prelitoral o del Vallés-Penedés (Marzo, 1980). Los afloramientos del Buntsandstein pueden dividirse en de NE a SW en tres dominios con límites paleogeográficos imprecisos: Montseny-Llobregat, Garraf y Miramar-Prades-Priorat, con una evolución sedimentaria particular en cada caso (Marzo, 1980; Gómez-Gras, 1993)(Fig. 1.9).

Tanto en el caso de la Cordillera Ibérica como en el de La Cordillera Costero Catalana, son estructuras compresivas de origen alpino formadas por inversión tectónica durante el Cenozoico, (Salas y Casas, 1993; Van Wees et al., 1998; Roca et al., 1999) y que han sufrido una posterior erosión y modelado hasta la actualidad.

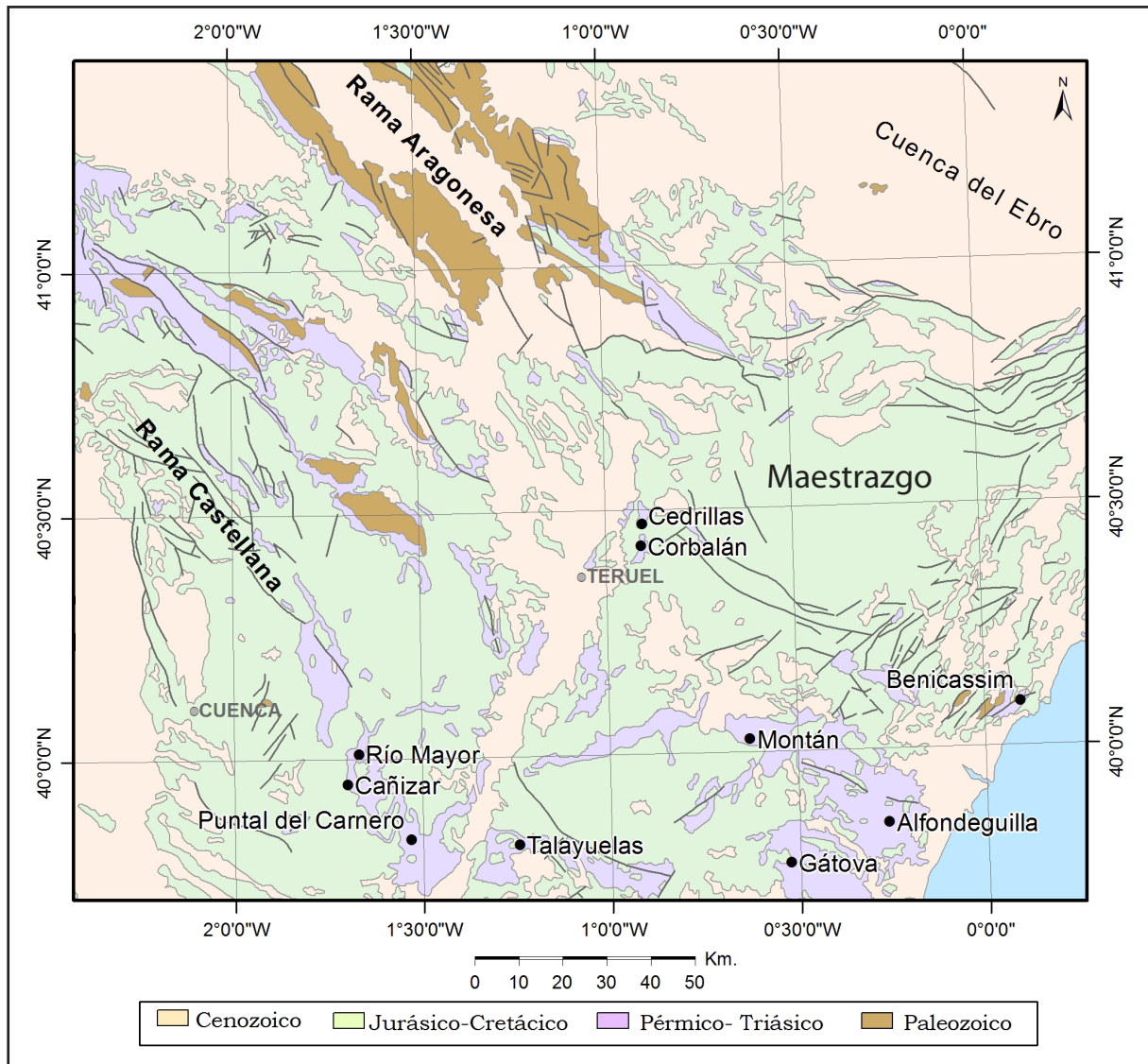


Fig. 1.8: Localización de los afloramientos donde se han realizado las columnas estratigráficas de la C. Ibérica.

### 1.7.3. EVOLUCIÓN TECTÓNICA

A finales del Carbonífero, tras la formación del supercontinente Pangea, la Placa Ibérica formaba parte del cinturón Hercínico o Varisco, que se extendía desde los Apalaches en el suroeste, hasta el Macizo de Bohemia en el noreste, el cual se vio afectado por una intensa deformación y magmatismo. Al final de la Orogenia varisca, durante el Carbonífero Superior y el Pérmico Inferior, se produce una intensa reorganización de placas, y la Placa Ibérica pasa a formar parte de una compleja zona de sutura entre Laurasia y Gondwana. Se trataba de una zona de cizalla dextral definida por dos sistemas de fallas de desgarre de dirección E-W; al norte el sistema Pirineos-Golfo de Vizcaya y, al sur, el sistema de Gibraltar-Chedabucto. Los movimientos entre bloques dieron lugar a fallas conjugadas de desgarre con dirección NW-SE y NNW-SSE, las cuales determinaron la posterior sedimentación durante el Pérmico y el Triásico (Sopeña et al., 1988; Arche y López-Gómez, 1996; Vargas et al., 2009).

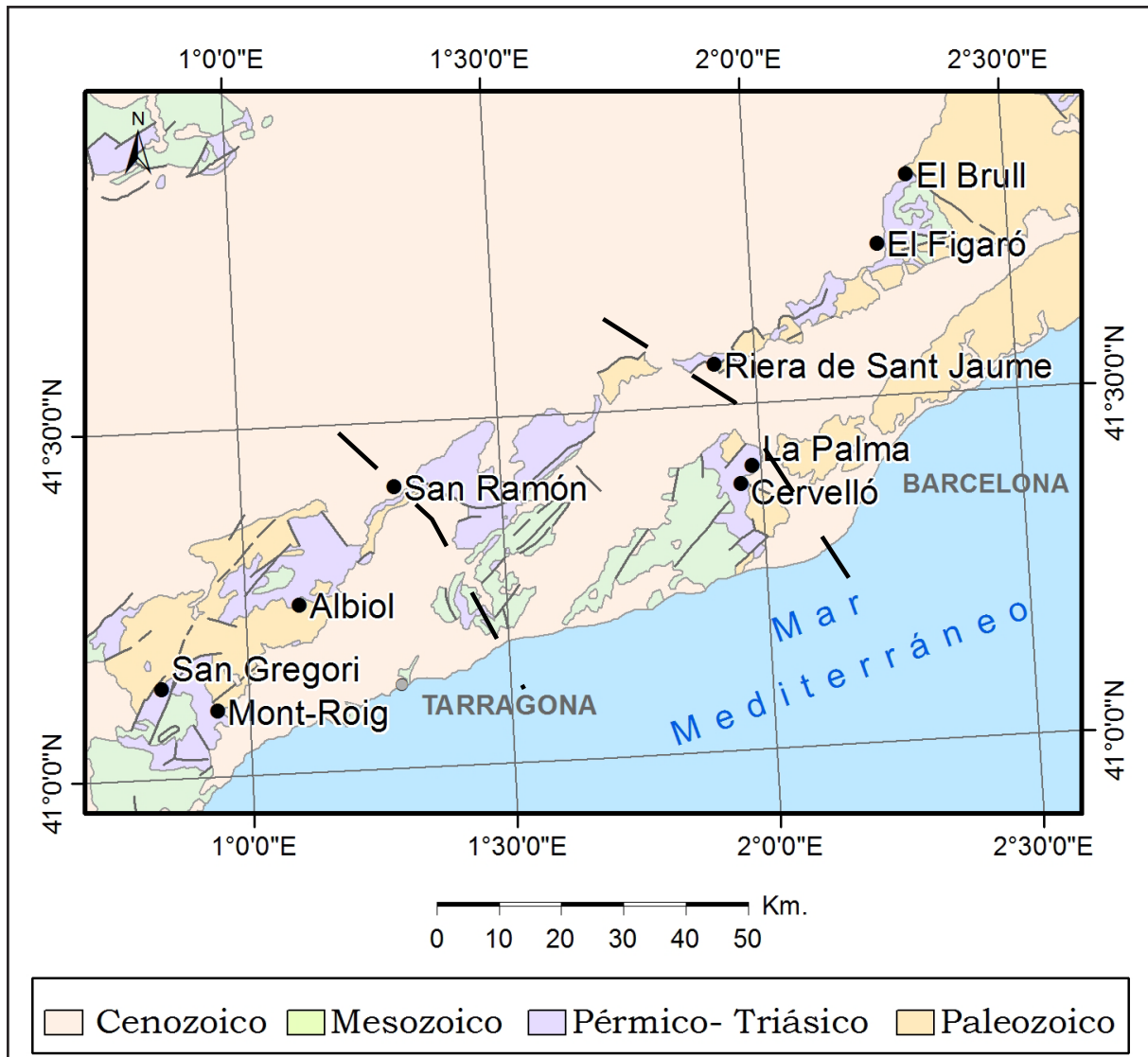


Fig. 1.9: Localización de los afloramientos donde se han realizado las columnas stratigráficas de la Cordillera Costera Catalana.

En el Pérmico Superior y el Triásico Inferior, en todo el oeste y centro de Europa, se desarrollan varios sistemas de grabens relacionados con la apertura y propagación de tres rifts, uno al norte, entre Noruega y Groenlandia con dirección NNW-SSE, otro relacionado con la apertura del Mar del Tethys NW-SE (Ziegler, 1990) y un tercero desde centro-Europa de dirección NE-SW (Lago et al., 2010), produciéndose un periodo de extensión en el que los distintos sistemas de fallas hercínicas se reactivan como fallas normales dando lugar tanto a la Cuenca Ibérica como, la Pirenaica, la del Ebro y la Catalana, entre otras (Sopeña et al., 1988; López-Gómez y Arche, 1993a) (Fig. 1.10).

Estas cuencas se van rellenando primero por sedimentos de tipo terrígeno durante el Pérmico y el Triásico Inferior, y posteriormente quedarán cubiertas por sedimentos marinos a partir del Triásico Medio debido a la transgresión, desde el este, del mar del Tethys. Los



sedimentos continentales son muy similares en todas las cuencas comenzando generalmente por conglomerados depositados por abanicos aluviales, seguidos de areniscas depositadas por sistemas fluviales de tipo braided de arenas con canales amalgamados y areniscas con lutitas intercaladas que se corresponderían con sistemas fluviales de tipo braided y meandriformes con desarrollo de llanuras de inundación (López-Gómez et al., 2002).

Posteriormente, en el Cretácico Superior comienza la compresión debida a la Orogenia Alpina, cuyas fases principales tuvieron lugar ya durante el Eoceno y el Oligoceno terminal-Mioceno Inferior, produciéndose una inversión estructural, pliegues y fallas inversas (Arche y López-Gómez, 1992).

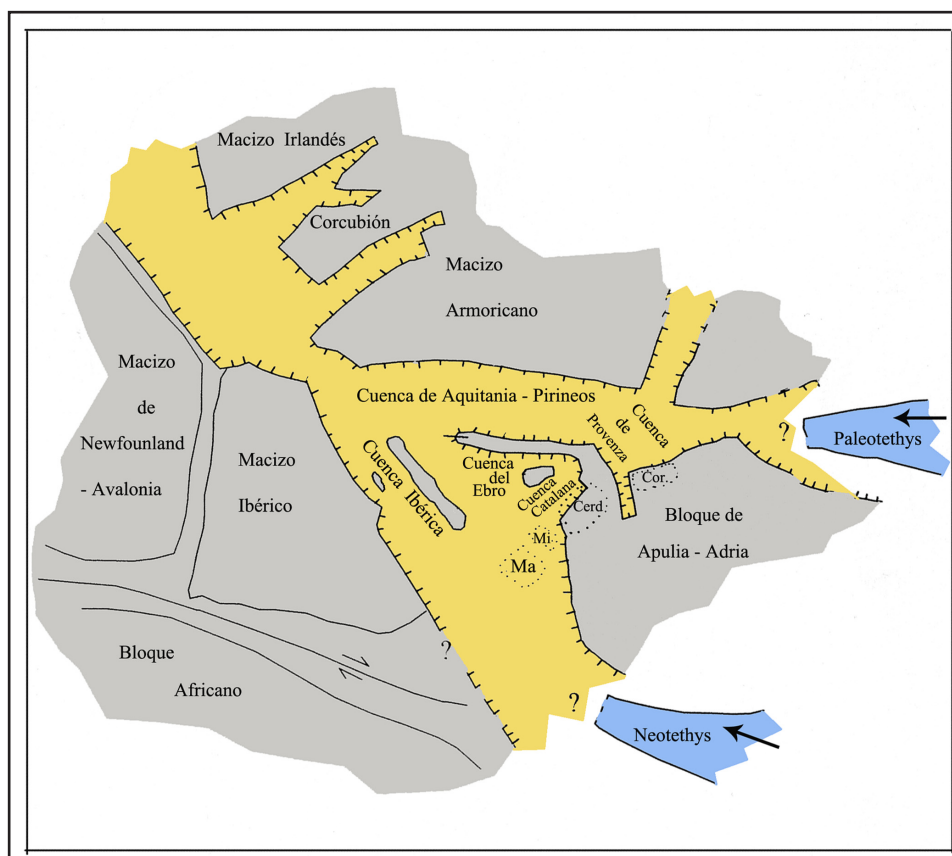


Fig. 1.10: Esquema paleogeográfico de la distribución de las diferentes cuencas de rift en la Península Ibérica, durante el Triásico Inferior.

### 1.7.3. A) Cuenca Ibérica

En las primeras etapas de formación de la Cuenca Ibérica se distinguen dos fases principales como consecuencia del colapso y desenraizamiento de los relieves hercínicos: una inicial de subsidencia rápida (subsidencia tectónica), que representaría el periodo de extensión y apertura de la cuenca y que duraría desde el Pérmico Medio-Superior hasta el Anisiense superior (Triásico Medio) y, posteriormente, otra de subsidencia más lenta (subsidencia térmica), debida al descenso del gradiente geotérmico de la astenosfera, que duraría hasta el Jurásico Inferior (López-Gómez y Arche, 1993a).

Hay tres sistemas de fallas normales principales de carácter sinsedimentario que ejercen un control sobre la forma y la localización del relleno de la Cuenca Ibérica durante su etapa inicial en el Pérmico-Triásico: la falla de la Serranía de Cuenca, la de Molina-Teruel-Espadán y la de Ateca-Montalbán-Maestrazgo, todas de dirección NW-SE, y tres sistemas de fallas secundarias: Teruel, Requena y Valencia-Castellón, de dirección NNE-SSW (Arche y López-Gómez, 1996).

Las fallas principales del borde de la Cuenca Ibérica son fallas lítricas de dirección NW-SE de dos tipos; sintéticas, con buzamiento hacia el noreste y fallas antitéticas, con buzamientos hacia el suroeste. Los esfuerzos principales de extensión, se acomodan también mediante fallas de desgarre de dirección NE-SW, que unen los distintos segmentos de las fallas principales NW-SE. Además se forman localmente estructuras oblicuas de tipo compresivo que dan lugar a relieves secundarios dentro de la cuenca (Arche y López-Gómez, 1996).

### **1.7.3. B) Cuenca Costero Catalana**

La sedimentación de los depósitos triásicos continentales en la Cuenca Costero Catalana tuvo lugar en una serie de subcuencas limitadas por dos familias de fallas; unas con dirección NE-SW y ENE-WSW, perpendiculares al sentido de los aportes, que actuarían como bordes de cuenca, y otras con dirección NW-SE y NNW-SSE que delimitarían zonas con subsidencia diferencial y que darían lugar a las diferentes subcuencas. Estas fallas, que afectan también al zócalo, probablemente fueron generadas durante el final de la orogenia varisca, y fueron reactivadas durante la formación del rift catalán (Marzo, 1980).

Posteriormente, como consecuencia de la Orogenia Alpina que va desde el Eoceno en el NE, hasta el Oligoceno en el borde SW, se produce una inversión de la cuenca dando lugar a pliegues-falla con vergencia hacia el NW y orientación ENE-WSW en el extremo SW, y a estrechas bandas de deformación con dirección NE-SW a ENE-WSW en el extremo NE, que se sitúan entre bloques muy poco deformados. Finalmente, la tectónica de distensión postorogénica originó una estructura de fosas y bloques antitéticos delimitados por fallas normales de dirección ENE-WSW a NE-SW (Marzo, 1980).



## **2. Antecedentes**





## **2. ANTECEDENTES**

En el presente capítulo se ha realizado una revisión bibliográfica de los trabajos sobre el Triásico y la recuperación biótica y paleoambiental que tuvo lugar en este periodo a nivel global, así como de aquellos realizados en la Península Ibérica en particular. Éstos, no son abundantes y, en general, son de carácter estratigráfico, sedimentológico y tectónico. Por otro lado, en cada capítulo se ha hecho una revisión de los trabajos más destacados de cada una de las diferentes técnicas y disciplinas utilizadas. En la mayor parte de los casos son trabajos de índole internacional, ya que hasta el momento son pocos los trabajos realizados en sedimentos triásicos continentales de estas zonas de la Península Ibérica en los que se haya aplicado las técnicas empleadas en la presente memoria.

Otro aspecto de este capítulo es también destacar los trabajos generales más representativos dentro de las dos áreas estudiadas, La Cordillera Ibérica, y más concretamente el SE de la Rama Castellana, y La Cordillera Costero Catalana. En este sentido, no se pretende hacer una recopilación exhaustiva, ya que esta ha sido realizada previamente por otros autores como López-Gómez et al., 2002 y De la Horra, 2008.

### **2.1. TRABAJOS GENERALES DEL TRIÁSICO Y LA RECUPERACIÓN TRAS LA CRISIS BIÓTICA DEL LÍMITE PÉRMICO-TRIÁSICO.**

La bibliografía referente a este tipo de trabajos es relativamente abundante en trabajos internacionales, sobre todo desde finales del siglo pasado hasta la actualidad. Muchos de ellos han sido citados previamente en la introducción. De ellos cabe destacar los de carácter más general como: Erwin (1993, 2006), Retallack (1995), Rennè et al. (1995), Kozur (1998), Hallam y Wignall (1997), Erwin et al. (2002), Benton (2003), Kidder y Worsley (2004), Botjjer y Gall (2005), Woods (2005), Twitchett (2006), Korte y Kozur (2010), Preto et al. (2010). Todos ellos son trabajos generales sobre las posibles causas de la crisis biótica y paleoambiental, y su repercusión en el clima y las condiciones de vida del Triásico Inferior, marcando la posterior recuperación de la vida.

Como se ha visto en el capítulo anterior, la mayor parte de las secciones estudiadas a nivel mundial son de origen marino. Esto es debido a que los afloramientos triásicos de origen continental, no son muy abundantes, ni suelen tener un registro completo del tránsito pérmico-triásico. Además, la falta de registro fósil hace aún más difícil su datación y estudio. Algunos de los trabajos más destacados de los últimos años en secciones continentales son los de: Cassinis et al. (1992), Rubidge (1995), Retallack et al. (2003 y 2007), Peng et al. (2005), Botha y Smith (2006), Coney et al. (2007), Chen et al. (2007).

En cuanto a trabajos de carácter cronoestratigráfico caben destacar, al igual que ya se hizo en el apartado 1.5, los de Yin et al. (2001) sobre el establecimiento del “Global Stratotype Section Point” (GSSP) del límite Pérmico-Triásico en China, así como los de Gradstein et al. (2004) y Ogg et al. (2008), en los que se establece la más reciente escala cronoestratigráfica del Triásico.

Desde finales del siglo pasado aproximadamente, el estudio de las crisis bióticas y en especial los que se refieren al límite Pérmico-Triásico, han sufrido un importante avance debido a la aplicación de nuevas técnicas como la geoquímica de roca total, la geoquímica isotópica o el paleomagnetismo. Aunque entraremos más en detalle en los capítulos referentes a estas técnicas citamos aquí los estudios más destacados, como son los de: Claypool et al. (1980), Woods et al. (1999), Sephton et al. (2002), Yan et al. (2001), Dolenec; et al. (2001), McArthur et al. (2001), Korte et al. (2003), Maruoka et al. (2003), Newton et al. (2004), Corsetti (2005), Riccardi et al (2006), Bottrell y Newton (2006), Algeo et al. (2007), Cao et al. (2008), Prokoph et al. (2008), Sultan y Shazili (2009), Luo et al. (2010), en los que además de realizar curvas isotópicas de Sr, S, O y C, destacan importantes cambios a nivel global el tránsito Pérmico-Triásico, tanto en ciertos elementos traza como el Ce, como en Tierras Raras y en los isótopos de C, O y S, en ambientes marinos y continentales de origen fluvial.

### **2.2. CORDILLERA IBÉRICA.**

Los estudios realizados hasta el momento sobre las rocas triásicas en general y del SE de la Cordillera Ibérica en concreto, podemos agruparlos en distintas etapas de investigación, en función de la línea de investigación y la época en la que se realizaron.

Desde mediados del siglo XIX hasta principios del siglo pasado, los trabajos que se realizan son fundamentalmente de estratigrafía de carácter descriptivo y comparativo con las unidades ya descritas en el oeste y centro de Europa. Destacan los Trabajos de Verneuil y Collomb (1852), en el que dividen el Triásico en tres tramos en función de su litología, y los de Cortázar (1875 y 1885) donde hace una descripción geológica de las provincias de Cuenca y Teruel, respectivamente, centrándose fundamentalmente en el Triásico. Vilanova (1863 y 1881) realiza un trabajo similar al de Cortazar, en las provincias de Valencia y Teruel.

Durante la primera mitad del siglo XX los trabajos que se realizan son de índole regional, como los de Ewald (1911), Mallada (1927), Hahne (1930), Brinkman (1931), Sos (1933), Martín (1936), Ruiz Falcó y Madariaga (1941) y Saenz García (1944). Aunque también comienzan a realizarse trabajos importantes de carácter local, como los de Giménez Aguilar

(1928), Lapparent et al. (1957 y 1965) y Quintero y De la Revilla (1958). Uno de los trabajos más importantes que se realizaron durante esta segunda etapa es el de Richther y Teichmüller (1933), en el que relacionan la sedimentología y la tectónica de la Cordillera Ibérica, afirmando que la formación del sistema de cuencas y umbrales fue contemporáneo a la sedimentación y relleno de las mismas, y que los materiales en facies Buntsandstein eran de origen fluvial.

Durante la segunda mitad del siglo pasado, aumentan considerablemente el número de estudios y publicaciones realizados en los sedimentos del Pérmico y Triásico de la Cordillera Ibérica, entre los que destacan los de Riba y Ríos (1960), las tesis doctorales de Meléndez (1971) y de Villard (1973), los trabajos de Boulouard y Viallard (1971) y Doubinger et al. (1978), en los que describen y datan como “Thüringiense”, mediante asociaciones de polen y esporas, algunos de los sedimentos descritos previamente por otros autores en el SE de la Cordillera Ibérica. En décadas posteriores, también mediante estudios palinológicos se obtiene la edad de la parte superior de la facies Buntsandstein en la Sierra del Espadán (Norte de la provincia de Valencia) como Anisiense (Boulouard y Viallard, 1982) y el Pérmico y el Triásico de los bordes del Sistema Central y la Cordillera Ibérica (Doubinger et al., 1990 y Sopena et al., 1995).

En cuanto a estudios mineralógicos y geoquímicos en la década de los setenta, destacan los de Caballero y Martín-Vivaldi (1974) en el que realizan un estudio mineralógico y genético de la fracción fina de sedimentos triásicos de España y el de García Palacios y Lucas (1977) en el que establecen las variaciones mineralógicas desde el Triásico Inferior al Triásico Superior, junto con la evolución en los valores de cristalinidad de la ilita.

Es esta época, además, el Instituto Geológico y Minero publica los mapas y memorias de la serie MAGNA a escala 1:50.000, los cuales sirven de base para diferenciar unidades y establecer las primeras correlaciones estratigráficas.

También durante la década de los setenta y los ochenta, en el Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid, se inicia una línea de investigación sobre los Periodos Pérmico y Triásico en la que destacan los trabajos de Virgili et al. (1973 y 1977), donde hacen un resumen de las principales características de los afloramientos Pérmicos del Sistema Central y de la Cordillera Ibérica, y se correlacionan y dividen en unidades cronoestratigráficas los sedimentos triásicos de las diferentes cuencas de la Península Ibérica, estudiadas en trabajos anteriores. Durante estos años se realizaron diferentes tesis doctorales: Hernando (1977), Sopena (1979), Ramos (1979), Pérez-Arlucea (1985), López-Gómez (1985), García-Gil (1990), Sánchez-Moya (1991), Rey (1993), todas ellas relacionadas con los sedimentos Pérmicos y Triásicos de la Cordillera Ibérica.

Posteriormente, Pérez-Arlucea y Sopena (1986) definen, con carácter formal, las unidades litoestratigráficas del sector central de la Cordillera Ibérica, y López-Gómez y Arche (1992a) definen también formalmente las unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico en el sureste de la Cordillera Ibérica, en dos Grupos constituidos por nueve formaciones compuestas por un total de catorce miembros.

La última etapa, que abarca desde finales del siglo XX hasta el presente, es una época en la que ha habido un gran número de publicaciones, la mayoría con un carácter mucho más específico y sobre zonas más concretas.

Como trabajos de síntesis general destacan los realizados por:

Virgili et al. (1989), Virgili (2008), Cassinis et al. (1992) y Sopena et al. (1988), éste último acerca de la evolución y desarrollo de la Cuenca Ibérica, a partir de distintas cuencas separadas por umbrales y cuya sedimentación está controlada por las fallas de origen hercínico que las delimitan.

Arche et al. (2002) y Arche et al. (2004), en los que se hacen sendas propuestas de correlación entre materiales Pérmico-Triásicos de la Cuenca Ibérica con las cuencas del Ebro y los Catalánides, y entre el SE de la Cordillera Ibérica y las Islas Baleares.

López-Gómez et al. (2002), hacen una síntesis de la estratigrafía y los factores tectónicos que condicionaron el desarrollo de la sedimentación del Pérmico y Triásico de la Península Ibérica en las distintas cuencas en las que aflora, apoyado en los trabajos publicados hasta la fecha.

En 2004 se edita el libro Geología de España (Vera, 2004), donde se hace una recopilación y puesta al día de los datos básicos de los principales dominios que constituyen la estructura geológica de España, dentro del cual el capítulo 5 está dedicado a la Cordillera Ibérica y a la Costero-Catalana.

En 2005, la revista *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* publica un número especial sobre la transición Permo-Triásica en España entre los que destacan los trabajos de:

-López-Gómez et al. (2005a), concluyen que durante el Periodo Triásico la Placa Ibérica se encontraría en una zona intertropical bajo condiciones de clima estacional y presentan diferentes alternativas para localizar en la Península Ibérica el límite Pérmico-Triásico.

-Arche y López-Gómez (2005), estudian los cambios de estilo fluvial en la vertical de los sedimentos del Pérmico-Triásico, a los que atribuyen causas intracuencales de tipo tectónico en unos casos, y en otros a cambios globales de tipo climático.

-Benito et al. (2005), realizan una caracterización mineralógica y petrológica de los sedimentos Pérmicos del SE de la Cordillera Ibérica, distinguiendo tres tramos en relación con cambios en las condiciones paleoambientales. En él destaca la aparición de minerales del grupo de los APS (sulfato-fosfatos alumínicos, ricos en estroncio), los cuales indican condiciones de mayor acidez.

-Díez et al. (2005), en un estudio detallado de diferentes cuencas permo-triásicas de Iberia, realizan una revisión de los datos palinológicos encontrados en la facies Buntsandstein y comparan los resultados con otras cuencas de del SE de Francia e Italia.

De los trabajos realizados más concretamente en el SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica destacan los de:

Arche y López-Gómez (1989) realizan un trabajo sobre el tipo de sedimentación fluvial, en facies Buntsandstein, que se desarrolla durante las primeras etapas del rifting de la Cuenca Ibérica.

López-Gómez y Arche (1993a), donde hacen un estudio de estratigrafía secuencial de la facies Buntsandstein y Muschelkalk del SE de la Cordillera Ibérica, en el que distinguen dos fases principales de subsidencia que condicionan la sedimentación (una tectónica y otra térmica), divididas a su vez, cada una de ellas, en dos secuencias deposicionales.

Igualmente, López-Gómez y Arche (1993b) estudian e interpretan la arquitectura y las características sedimentarias de la Formación Areniscas del Cañizar, en la que distinguen seis cuerpos complejos de areniscas, divididas por siete “Major Bounding Surfaces” (MBS), depositados por sistemas fluviales de tipo braided. Posteriormente, estos mismos autores (López-Gómez y Arche, 1999), estudian en detalle la Formación Eslida y concluyen que fue depositada en un cuenca de tipo semigraben condicionada por fracturas de dirección NW-SE. La subdividieron en seis secuencias principales de tipo aluvial, depositadas en condiciones de clima estacional.

Como trabajo general sobre el Permotías de SE de la Cordillera Ibérica y de las Islas Baleares destaca el realizado por Gómez-Graz (1993a) en el que hace un completo estudio petrológico, de procedencia y de la evolución tectónica de estas zonas.

En cuanto a trabajos relacionados con la evolución tectónica de la Cuenca Ibérica encontramos los de Arche y López-Gómez (1992 y 1996), en los que proponen, respectivamente, una nueva hipótesis sobre las primeras etapas de apertura de la Cuenca Ibérica mediante fallas lístricas, poco profundas, que producen cambios en el estilo fluvial de los sedimentos del Pérmico y Triásico, y condicionan la evolución de la Cuenca Ibérica. De igual modo, determinan nuevas conexiones entre diferentes sistemas del rift Ibérico durante el Triásico Inferior y Medio.

Van Wees et al. (1998), hacen un estudio en detalle de la subsidencia en la Cuenca Ibérica durante el Mesozoico, concluyendo que ésta viene marcada por varios pulsos de rifting interrumpidos por periodos de subsidencia térmica y relativa inactividad tectónica. Posteriormente, Vargas (2002) realiza una comparación entre la subsidencia en sedimentos Pérmicos y Triásicos de toda la Cordillera Ibérica, con los datos de subsidencia de la Cuenca del Ebro en sedimentos de la misma edad. Recientemente, López-Gómez et al. (2010) relacionan el tipo de arquitectura fluvial de los sedimentos pérmicos y triásicos en la Cuenca Ibérica, con el estilo de subsidencia de la cuenca.

Entre los trabajos relacionados con estudios sobre la diagénesis en las rocas del Pérmico y Triásico de la Cordillera Ibérica destacan los de Arribas (1985, 1987) en la Rama Aragonesa, De la Cruz et al. (1987) sobre la evolución genética de las areniscas en afloramientos de Teruel y Cuenca, Marfil et al. (1995) sobre la evolución y cierre de la porosidad en estas areniscas Morad et al. (1989) y Marfil et al. (1996), en el que datan mediante el método K-Ar diferentes tipos de cementos de ilita en areniscas de la facies Buntsandstein de la Cordillera Ibérica, para ver su evolución diagenética y su relación con el desarrollo de la cuenca. En cuanto a estudios de procedencia de las areniscas del Buntsandstein destaca el de Arribas et al. (1985) y más recientemente, Arribas et al. (2007) en el que describen y estudian las petrofacies de los sedimentos del Permo-Triásico del NW de la Cordillera Ibérica.

Hay dos trabajos que destacan por sus estudios basados en asociaciones de polen y esporas; el Doubinger et al. (1990), donde se describen 27 asociaciones en sedimentos Pérmico-Triásicos del SE de la Cordillera Ibérica, dando edades desde Thüringiense hasta Carniense, y posteriormente, el trabajo de Sopena et al. (1995), en el que hacen una síntesis de las asociaciones palinológicas descritas hasta ese momento en la zona centro de la Cordillera Ibérica. También es importante destacar el trabajo de Díez (2000) en el que se hace un estudio paleobotánico de la facies Buntsandstein de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, aunque recoge también los datos publicados hasta ese momento en la Rama Castellana.

Entre los trabajos referentes a estudios mineralógicos de detalle se encuentra el de Alonso-Azcárate et al. (1997), donde describen las asociaciones minerales de los sedimentos de las distintas formaciones del Pérmico y Triásico del SE de la Cordillera Ibérica, las cuales

son de dos tipos; illita-caolinita-pirofilita, en sedimentos Pérmicos y del Triásico Inferior, que estos autores interpretan como formadas en un ambiente continental próximo al área fuente, y un segundo tipo, formado por illita-clorita-vermiculita e interestratificados, que relacionan con el cambio en las condiciones de formación hacia un ambiente marino somero en el Triásico Medio.

Finalmente entre los estudios más recientes a destacar se encuentra la tesis doctoral de De la Horra (2008), en la que realiza un trabajo multidisciplinar sobre los sedimentos Pérmicos del sureste de la Cordillera Ibérica, donde se reflejan variaciones tanto sedimentológicas, como bióticas y geoquímicas, que marcarían la crisis del Pérmico Medio-Superior, previa a la crisis del límite P-T. Además, el enfoque científico de este trabajo, nos ha ayudado a definir la línea de investigación a seguir en el nuestro.

### **2.3. CORDILLERA COSTERO CATALANA**

El volumen de trabajos realizados sobre el Triásico en esta zona es mucho menor que en el caso de la Cordillera Ibérica, sobre todo los realizados a partir de finales del siglo XX y principios del XXI. Sin contar los trabajos generales, ya citados en el apartado anterior y que se refieren al Triásico general de la Península Ibérica, los principales trabajos referidos a la Cordillera Costero Catalana pueden agruparse también en tres grandes grupos:

Desde el siglo XIX hasta mediados del siglo XX, al igual que en la Cordillera Ibérica, los trabajos realizados son de carácter general tanto cartográficos como estratigráficos, en los que se emplean las subdivisiones germánicas (Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper) para clasificar los sedimentos Triásicos. Entre estos trabajos podemos destacar los de Verneuil y Collomb (1853), Bauza (1876), Gombau (1877), Mallada (1890), Maureta y Thos i Codina (1881), Almera (1891, 1897, 1900, 1913) y Villaseca (1920). Dentro de este periodo, en cuanto a trabajos de tipo estructural hay que destacar el realizado por Llopis (1947) en el que establece las líneas estructurales de la Cordillera Costero Catalana y en el que propone varias hipótesis paleogeográficas sobre el trazado y características de la cuenca de sedimentación triásica.

Desde mediados del siglo XX hasta la actualidad debemos destacar, en primer lugar, el trabajo de Virgili (1958), que representó su tesis doctoral. En ella, partiendo de los trabajos realizados hasta ese momento realiza una revisión de la estratigrafía del Triásico de la Cordillera Costero Catalana, resolviendo una serie de problemas estructurales y proporcionando gran cantidad de perfiles y series locales que permiten subdividir los sedimentos en facies Buntsandstein en tres unidades litológicas; inferior, media y superior. Se trata de un trabajo imprescindible para entender la evolución de la Cuenca Catalana durante el Triásico.



En el volumen monográfico nº11 de la revista Cuadernos de Geología Ibérica, que contiene los resúmenes del II Coloquio de estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y el Triásico de España, hay varios artículos de índole paleontológica realizados en el Triásico de la Cordillera Costero Catalana. Entre ellos destacamos: el de Solé de Porta et al. (1987) en el que se hace un estudio palinológico de las unidades triásicas, asignando una edad Anisiense inferior al complejo lutítico-carbonatado-evaporítico superior de la facies Buntsandstein (facies Röt) y el de Calzada (1987), en el que el autor analiza varios niveles fosilíferos en la misma facies, donde se encuentran icnitas de vertebrados de edad Anisiense inferior o quizá Scytiense superior, y restos vegetales de los que no precisa su edad.

Durante los años 70, el IGME publica las cartografías geológicas a escala 1:200.000 y 1:50.000 de esta zona. En estas últimas se incluyen además memorias con información petrográfica y sedimentológica.

En 1980, Marzo realiza su tesis doctoral basada en estudios de estratigrafía y sedimentología de la facies Buntsandstein en la Cordillera Costero Catalana, siendo el trabajo más completo publicado hasta la fecha sobre estos sedimentos en este área concreta. En este trabajo se diferencian y describen una serie de unidades litoestratigráficas detallando su estratigrafía junto con la interpretación sedimentológica. Tectónicamente divide la Cuenca Catalana en tres dominios diferentes, con características particulares en el tipo de sedimentación y, en principio, no correlacionables entre sí. Este trabajo, ha supuesto una base fundamental para el desarrollo de la presente memoria, ya que nuestro estudio sobre la recuperación tras la crisis permo-triásica, se basa en las unidades litoestratigráficas definidas en él. Este estudio se ve completado con trabajos posteriores como el publicado en el volumen 10 de Cuadernos de Geología Ibérica (Marzo, 1986), en el que describe nuevas facies y secuencias fluvio-eólicas en el dominio de Garraf.

Gómez-Gras (1993) realiza un estudio petrológico y paleogeográfico de la evolución de la Cuenca Costero Catalana y Baleares durante el Pérmico y el Triásico. Se trata de un trabajo de detalle en el que obtienen también datos de gran interés referentes a la procedencia de dichos sedimentos. Roca (1996) realizan también un estudio de la evolución de la Cuenca Catalano-Balear pero en este caso desde el punto de vista geodinámico, desde el Mesozoico hasta la actualidad, en el que concluyen que durante el Pérmico-Cretácico Superior, la Cuenca Catalano-Balear estuvo sometida a una extensión que dio lugar a la formación de una serie de cubetas y umbrales limitados por fallas de dirección NE-SW y WNW-ESE, y a un vulcanismo alcalino de edad Triásico Superior-Jurásico Medio.

En cuanto a trabajos sobre paleontología, Gaete et al. (1994) publican parte del material

del yacimiento de tetrápodos de La Mora (provincia de Barcelona) en el que se hallaron restos del género *Parotosuchus*, permitiendo correlacionar la unidad Areniscas y lutitas del Figaró del dominio Montseny-Llobregat con niveles de Europa Central y la Plataforma Rusa de edad Olenekiense superior. La síntesis más reciente publicada hasta el momento sobre este tipo de fósiles es la realizada por Fortuny et al. (2011), donde hacen una revisión sobre tetrápodos del Triásico en la Península Ibérica, destacando fundamentalmente los de la Cordillera Costero Catalana.

Finalmente, en los últimos años podemos destacar, por un lado, el trabajo de Dinarès-Turrell et al. (2005), en el que realizan una revisión bioestratigráfica de la Cordillera Ibérica y Costero Catalana, junto con un estudio paleomagnético en las diferentes unidades en facies Buntsandstein de la Cordillera Costero Catalana, obteniendo una edad Olenekiense para dichas unidades. Y por otro lado, los trabajos de Juez-Larré y Andriessen (2002 y 2006), donde se hacen varios estudios sobre la evolución tectónica del margen noreste de la Península Ibérica, desde la ruptura de Pangea hasta la actualidad, mediante termocronología y “fission track” de circones y apatitos.



### **3. Litoestratigrafía**



### 3. LITOESTRATIGRAFÍA

#### 3.1. INTRODUCCIÓN

Con el objetivo de estudiar las unidades pertenecientes al Triásico Inferior y Medio en facies continentales (facies Buntsandstein), se han levantado 17 columnas estratigráficas; 10 en el SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y 7 en la Cordillera Costero Catalana junto con otras 3 realizadas anteriormente por el Dr. Mariano Marzo en su tesis doctoral (1980) que han sido también incluidas en esta última Cordillera, debido a su importancia para el estudio lito y crono-estratigráfico (Fig. 3.1). En el caso de la Cordillera Ibérica estas unidades se corresponden, de muro a techo, con la Unidad Valdemeca y las formaciones Areniscas del Cañizar y Lutitas y Areniscas de Eslida, definidas por López-Gómez y Arche (1992a). En la Cordillera Costero Catalana, están representadas por las unidades: Conglomerados de Prades, Conglomerados de Garraf, Areniscas conglomeráticas de Caldes, Areniscas de Prades, Areniscas de Eramprunyà, Areniscas y Lutitas de la Creu de L'Aragall y Areniscas y Lutitas del Figaró, definidas por Marzo (1980), y mantenidas con variaciones mínimas en este trabajo (Fig. 3.2).

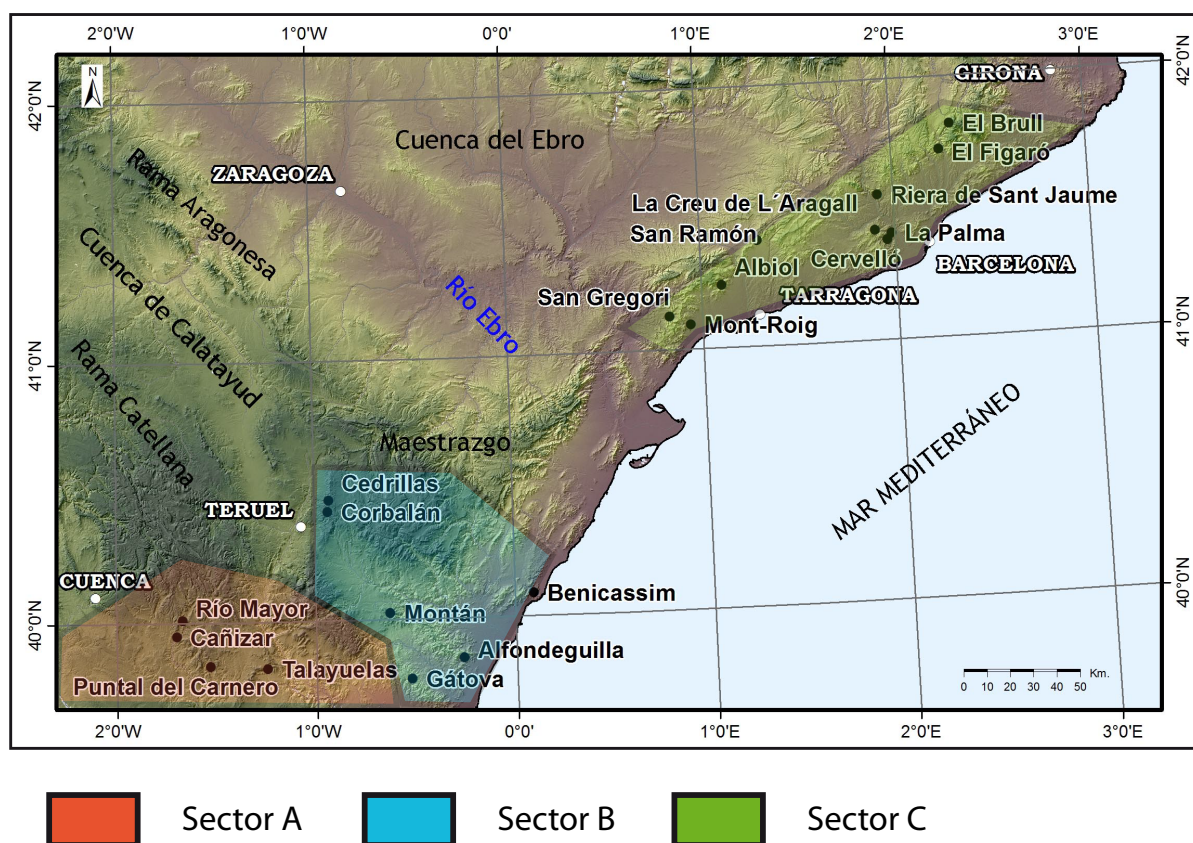


Fig. 3.1: Localización geográfica de las columnas estratigráficas y distribución de los distintos sectores en los que se han dividido.

En este capítulo se exponen las principales características de cada una de ellas y las descripciones generales de las columnas estratigráficas. No se pretende hacer una descripción en detalle de ninguna de las unidades citadas, sino una breve descripción básica pero necesaria a la hora de enmarcar los estudios realizados que se expondrán en capítulos posteriores. Para una descripción más detallada nos remitimos a los trabajos originales citados.

Todas las columnas levantadas se han agrupado geográficamente en tres sectores distintos que hemos diferenciado; los Sectores A y B se localizan en la Cordillera Ibérica y el C en la Cordillera Costero Catalana (Fig. 3.1). Cada uno de ellos cuenta con unas características de afloramiento diferentes de las unidades objeto de estudio que se explican a continuación:

El sector A se encuentra situado al NW del área de trabajo dentro de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y engloba las columnas de: Casas del Cañizar, Río Mayor, Puntal del Carnero y Talayuelas (Fig. 3.1). En este sector aflora la Unidad Valdemeca, que se encuentra en contacto discordante sobre la Formación Limos y Areniscas de Alcotas (Pérmico Medio-Superior), y la Formación Areniscas del Cañizar, sobre la cual se deposita también en contacto discordante la Formación Dolomías de Landete (Fig. 3.2).

El sector B se localiza al SE de la Rama Castellana de Cordillera Ibérica y a su vez puede subdividirse en dos (Fig. 3.1):

El sector B1, formado por las columnas de Cedrillas y Corbalán, cuya base está limitada por sendos contactos mecánicos. En el caso de la columna de Cedrillas sólo aflora parte de la Formación Lutitas y Areniscas de Eslida. Se trata de una sección parcial en la que tanto la base como el techo están limitados por contactos mecánicos. A diferencia de ésta, en la columna de Corbalán se encuentra la Formación Lutitas y Areniscas de Eslida, y sobre ella la Formación Arcillas Limos y Margas de Marines (facies Röt), en contacto transicional.

El sector B2 está constituido por las columnas de Montán (Barranco de Mas del Moro), Gátova, Alfondegulla y Benicassim, en el que aparecen representadas la Unidad Valdemeca (sólo en la sección de Montán) y las Formaciones Areniscas del Cañizar y Lutitas y Areniscas de Eslida. Las dos primeras se encuentran en contacto discordante sobre la Formación Limos y Areniscas de Alcotas de edad Pérmico Medio-Superior, mientras que sobre la última se encuentra, en contacto transicional, la Formación Arcillas, Limos y Margas de Marines (Fig. 3.2).

El sector C se encuentra en la Cordillera Costero Catalana y también queda subdividido en tres partes, previamente diferenciadas por Marzo (1980), que se corresponden también con tres dominios geográficos debido a la discontinuidad de los afloramientos, a la aparición de diferentes unidades litoestratigráficas y a su diferente evolución tectónica:

Sector C1; se encuentra en el dominio Miramar-Prades-Priorat, situado al SW de la zona de estudio, en el que se han realizado las columnas de San Gregori, Mont Roig (Virgen de la Roca), L'Albiol y Mas de San Ramón (Fig. 3.1). En este dominio aparece representada la Unidad Areniscas de Prades, que se encuentra en contacto concordante y transicional sobre la Unidad Conglomerados de Prades Superiores, que se deposita directamente discordante sobre el basamento o sobre los Conglomerados de Prades Inferiores. A techo de la Unidad Areniscas de Prades Inferiores mediante interrupción sedimentaria, se dispone la Unidad Areniscas de Prades Superiores y sobre esta última, de modo transicional, el Complejo lutítico-carbonatado-evaporítico superior (facies Röt.), de ambiente transicional continental-marino (Fig. 3.2).

Sector C2; está situado en el dominio de Garraf en el que se han realizado las columnas de Cervelló y La Palma. Además se ha incluido la sección La Creu de L'Aragall tomada de Marzo (1980)(Fig. 3.1). En este dominio encontramos la Unidad Conglomerados

de Garraf Superiores (o Nivel Conglomerático Superior) que se deposita sobre los Conglomerados de Garraf Inferiores y éstos a su vez, discordantes sobre el basamento paleozoico. Por encima, encontramos en contacto transicional la Unidad Areniscas de Eramprunyà, sobre la cual se deposita mediante interrupción sedimentaria, la Unidad Areniscas y Lutitas de la Creu de L'Aragall. A techo de la serie, también en contacto transicional, se deposita el Complejo lutítico-carbonatado-evaporítico superior (Fig. 3.2).

Sector C3; Dentro del dominio de Montseny se ha realizado la columna de El Figaró y se han recogido muestras en las columnas de la Riera de Sant Jaume y el Brull, realizadas por Marzo (1980) (Fig. 3.1). En esta zona, aflora la Unidad Areniscas y Lutitas del Figaró cuyo contacto inferior es aparentemente transicional sobre las Areniscas Conglomeráticas de Caldes, aunque posiblemente se trate de una interrupción en la sedimentación. Esta unidad, se apoya directamente sobre el basamento. En la parte superior pasa gradualmente a los materiales del Complejo lutítico-carbonatado-evaporítico superior (Fig. 3.2).

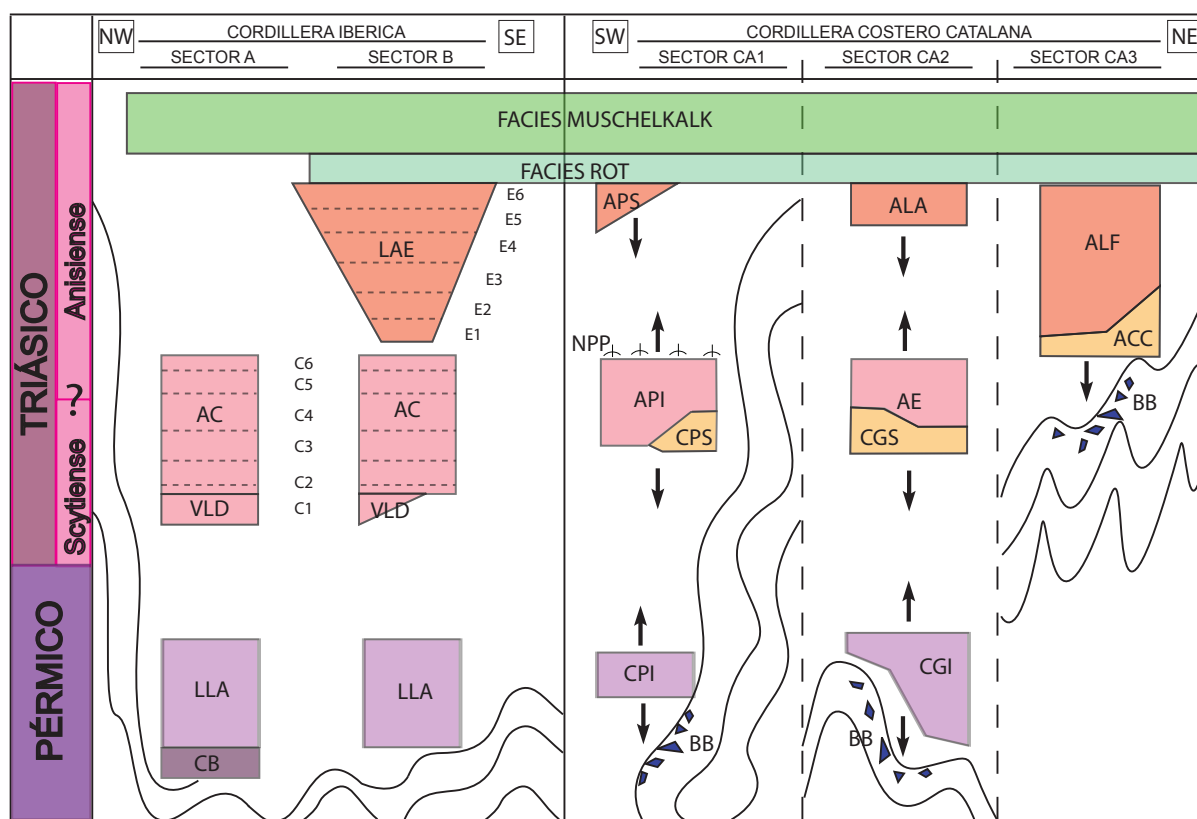


Fig 3.2: Esquema de las unidades de la Cordillera Ibérica y de la Cordillera Costero Catalana. CB: Fm. Conglomerados de Boniches; LLA: Fm. Limos y Areniscas de Alcotas; VLD: Ud. Valdemeca; AC: Fm. Areniscas del Cañizar; LAE: Fm. Lutitas y Areniscas de Eslida; BB: Brechas Basales; CPI: Ud. Conglomerados de Prades Inferiores; CPS: Ud. Conglomerados de Prades Superiores; API: Ud. Areniscas de Prades Inferiores; NPP: Nivel de Paleosuelos de Prades; APS: Ud. Areniscas de Prades Superiores; CGI: Ud. Conglomerados de Garraf Inferiores; CGS: Ud. Conglomerados de Garraf Superiores; AE: Ud. Areniscas de Eramprunya; ACC: Ud. Areniscas Conglomeráticas de Caldes; ALF: Ud. Areniscas y Lutitas del Figaró.



## 3.2 LAS UNIDADES DE LA CORDILLERA IBÉRICA

Las unidades litoestratigráficas estudiadas en la Cordillera Ibérica, Areniscas del Cañizar, y Lutitas y Areniscas de Eslida, fueron definidas formalmente por López-Gómez y Arche (1992a), mientras que la Unidad Valdemeca fue definida posteriormente por De la Horra et al. (2005). Estas tres unidades constituyen la Secuencia Depositional 2 de las 4 que establecen López-Gómez y Arche (1993a) como relleno de la Cuenca Ibérica, desde el Pérmico Medio-Superior hasta el Triásico Medio.

-Unidad Valdemeca: Fue definida por primera vez por De la Horra et al. (2005), que la diferencian como una unidad litoestratigráfica dentro del miembro inferior de la Formación Areniscas del Cañizar, debido a sus características litológicas. Tiene una extensión prácticamente limitada al sector A y un espesor variable, desde 5 m, al NE de la zona de estudio, hasta desaparecer hacia el SSE de la misma. Está constituida por conglomerados de cantos de cuarcita poco seleccionados, redondeados y subangulosos (centil 10 cm) con matriz arenosa de grano medio a grueso, que se disponen mediante una discordancia erosiva sobre la Formación Limos y Areniscas de Alcotas (Pérmico Medio-Superior), y pasan hacia techo, de forma transicional, a la Formación Areniscas del Cañizar. Se dispone en cuerpos tabulares de poca potencia (decimétricos) y amplia extensión lateral, con bases planas y erosivas, estratificación cruzada planar y de surco de bajo ángulo. Entre los niveles conglomeráticos se disponen areniscas de grano medio y grueso. Las direcciones de paleocorriente varían de SE a SW. Están relacionados con sistemas fluviales de tipo braided poco profundos y con escaso confinamiento lateral (De la Horra et al., 2005 y De la Horra, 2008) con niveles centimétricos aislados que muestran influencia eólica.

-Formación Areniscas del Cañizar: Su extensión abarca toda la zona de estudio de la Cordillera Ibérica (sectores A y B) y su potencia es variable entre 65 m y 168 m. El límite inferior es un contacto neto y discordante con la unidad pérmica infrayacente Limos y Areniscas de Alcotas de edad Pérmico Medio-Superior. Sobre ella, en el sector A, se encuentra, en discordancia cartográfica, la unidad carbonatada inferior de la facies Muschelkalk (Formación Dolomías de Landete) mientras que en el sector B, es concordante con la Formación Limos y Areniscas de Eslida (López-Gómez y Arche, 1992).

Esta formación está constituida fundamentalmente por areniscas de color rojo y rosa, cementadas por ilita, feldespato potásico y cuarzo, con niveles esporádicos de lutitas. La base de la unidad comienza con un depósito conglomerático de hasta 5 m de potencia correspondiente a la Unidad Valdemeca (De la Horra et al. 2005). La Formación Cañizar, es interpretada como un depósito fluvial de tipo braided de arenas, con paleocorrientes en dirección SE. Está dividida en seis complejos arenosos dispuestos de manera concordante entre sí, aunque se encuentran separados por siete superficies de discontinuidad o “Major Boundary Surfaces” (MBS) cuya continuidad se puede seguir a lo largo de toda la cuenca salvo en la zona situada más al E, en la sección de Benicassim. Estas discontinuidades se corresponderían con superficies de cuarto orden según Allen (1983) y de sexto orden según Miall (1988a, b), relacionadas con los diferentes pulsos subsidentes de las fallas del borde de la cuenca (López-Gómez y Arche, 1993b) representando un periodo de interrupción en la sedimentación entre  $10^4$ - $10^5$  Ma. Dentro de cada una de estas subunidades se pueden diferenciar superficies menores que se corresponderían con superficies de menor orden (Miall, 1988a, b) que implicarían periodos de interrupción también menores. Todo ello será considerado más adelante el capítulo de Cronoestratigrafía.

La edad de esta formación, obtenida mediante asociaciones de polen y esporas en la parte superior, es Anisiense inferior (Triásico Medio) (Doubinger et al., 1990), por lo que la parte inferior sería Triásico Inferior, posiblemente Olenekiense, aunque este aspecto será discutido en el capítulo 6.

-Formación Lutitas y Areniscas de Eslida: Aparece sólo en una estrecha banda en el este de la Cordillera Ibérica y su potencia es muy variable, desde los 660 m en el corte tipo (Eslida, Castellón) hasta acuñarse y desaparecer hacia el NW. Por debajo, en contacto concordante, se encuentra la Formación Areniscas del Cañizar y sobre ella se deposita en contacto transicional la Formación Arcillas, Limos y Margas de Marines (facies Röt).

Está constituida por arcillas y lutitas rojas con intercalaciones de cuerpos lenticulares de areniscas que corresponden a canales dentro de sistemas fluviales básicamente de tipo braided de arenas y esporádicamente meandriformes, con extensas llanuras de inundación, lagos efímeros y formación de perfiles edáficos. Las paleocorrientes medidas tienen una dirección SSE. Está formada por seis secuencias aluviales. Las cinco inferiores corresponden a un periodo de subsidencia intensa, mientras que en la última se produce una desaceleración de dicha subsidencia, el abandono de los sistemas fluviales y el comienzo de una transgresión marina (Arche y López-Gómez, 1999a). Sin embargo esta unidad sólo aparece representada en su totalidad en el depocentro de la cuenca, ya que en el resto se iba depositando a medida que la cuenca se iba haciendo cada vez más amplia, por lo que hacia los bordes, vamos encontrando un menor registro y de edad más joven.

Tanto la edad del techo de la formación inferior sobre la que se apoya, como de la inmediatamente superior es Anisiense, basándose en asociaciones de polen y esporas (Doubinger et al., 1990), por lo que indirectamente, la edad de la Formación Eslida es también Anisiense. Por otro lado Boulouard y Vilallard (1982) publican una asociación de polen y esporas de edad Anisiense en esta formación, aunque en su trabajo consideran, erróneamente, que la muestra se ha obtenido en la Formación Alcotas.

### **3.3. LAS UNIDADES DE LA CORDILLERA COSTERO CATALANA**

En esta zona las unidades estudiadas no se han definido formalmente por lo que no tienen el rango de formaciones. Los sedimentos permo-triásicos de esta zona se apoyan directamente sobre el basamento o sobre un nivel de brechas discontinuo de escasa potencia denominado Brechas Basales, constituido por depósitos de poca madurez textural y mineralógica, de litología variable muy relacionada con el basamento y de edad indeterminada. En la presente memoria sólo se consideran los sedimentos continentales pertenecientes al ciclo triásico.

Los afloramientos Triásicos a lo largo de la Cordillera Costero Catalana son discontinuos y variables en potencia, lo que hace muy complicada su correlación. Por ello fueron divididos por Marzo (1980) en tres dominios o sectores estratigráficos, con sucesiones estratigráficas y características sedimentológicas diferentes y no correlacionables entre sí, que reflejan una evolución distinta de cada dominio. Estos tres dominios funcionan como tres grabens: Miramar-Prades-Priorat, Garraf y Montseny-Llobregat. Diferentes autores como Marzo y Anadón (1977), Anadón et al., (1979) y Calvet y Marzo (1994), consideran que estos dominios estaban controlados por la intersección de dos sistemas de fallas dominantes de orientación NE-SW y

NW-SE.

En este trabajo se han seguido las unidades descritas por Marzo (1980), aunque en algunos casos se han revisado y modificado ligeramente. A continuación pasan a describirse cada una de ellas, en los diferentes dominios.

**A) El dominio Miramar-Prades-Priorat** abarca los afloramientos situados en la Sierra de Miramar, en la Sierra de Prades, el Priorat y la base del Montsant hasta la Sierra de la Pedrera (Fig. 1.9). De ellos las unidades estudiadas en este trabajo son los Conglomerados de Prades Superiores y las Areniscas de Prades Inferiores y Superiores (Fig 3.2).

-Unidad Conglomerados de Prades: Tienen una potencia variable entre 6-25 m. Se apoyan directamente sobre el basamento paleozoico, en raras ocasiones sobre el nivel de Brechas Basales, o sobre la unidad de Conglomerados, Areniscas y Lutitas de Bellmunt de Siurana (fuera del área de estudio). Sobre ellos en contacto transicional se deposita la unidad Areniscas de Prades. Está constituida fundamentalmente por paquetes conglomeráticos que alternan con niveles de areniscas (Marzo, 1980). A partir de esta subdivisión interna y basándonos en criterios litoestratigráficos y sedimentológicos, se ha dividido la unidad en Conglomerados de Prades Inferiores y Superiores, cada uno de ellos podría pertenecer a un ciclo o secuencia deposicional diferente, por comparación con las unidades establecidas en los otros dominios. En esta memoria nos centramos sólo en los superiores, al considerarlos dentro del ciclo triásico.

Los conglomerados superiores están formados en su mayoría por cantos de cuarzo filoniano, y cuarcitas y liditas en mucha menor proporción, de tamaños entre 3 y 15 cm, con matriz (a veces inexistente) arenosa de grano grueso y muy grueso, y cemento ferruginoso y de cuarzo. En menor medida se encuentran también intercaladas areniscas, de grano medio a muy grueso, y a veces de grano fino. Se clasifican como subarcosas con cemento de cuarzo y ferruginoso, a veces también con cemento carbonático (Marzo, 1980).

Esta unidad se interpreta como depósitos fluviales de tipo braided de gravas y arena, que serían el resultado de la migración lateral y frontal-oblicua de barras dentro del canal, con fluctuaciones del nivel del agua debido a cambios en el estiaje. Las direcciones de paleocorrientes son las mismas que en el caso de la unidad Areniscas de Prades, es decir S-SW y S-SE (Marzo, 1980).

-Unidad Areniscas de Prades: Tiene un espesor bastante variable, entre 30 y 85 m, disminuyendo hacia el NE. El límite inferior y superior con las unidades Conglomerados de Prades y el Complejo lutítico-carbonatado-evaporítico superior, respectivamente, es transicional en ambos casos. En la presente memoria, esta unidad se ha dividido en Areniscas de Prades Inferiores y Superiores, debido a que la parte superior es mucho más lutítica (como sucede en las columnas de San Gregori y Mont Roig-Virgen de la Roca) y por lo tanto consideramos que podría tratarse del equivalente lateral de la Unidad Areniscas y Lutitas de la Creu de L'Aragall, definida por Marzo (1980) en el dominio de Garraf. El contacto entre ambas puede estar representado por un nivel de interrupción que se correspondería lateralmente con el nivel de Paleosuelos de Prades (Marzo, 1980) (Fig. 3.2).

La unidad Inferior está constituida principalmente por areniscas aunque con un importante aumento granulométrico en dirección NE, siendo de grano medio-grueso en la Sierra de

Prades y el Priorat y de carácter conglomerático en la Sierra de Miramar. Está subdividida en dos tramos aunque con espesores y límites imprecisos. El tramo inferior es de carácter masivo formado por superposición de cuerpos tabulares, mientras que el superior tiene estructuras más definidas y está formado por cuerpos lenticulares entre los que se disponen delgados niveles de granulometría más fina. Este último además se encuentra alterado por procesos edáficos, que en el contacto con el Complejo lutítico-carbonatado-evaporítico superior, constituyen el Nivel de Paleosuelos de Prades. Las paleocorrientes tienen una dispersión de hasta 180° con dos direcciones predominantes una S-SW y otra S-SE (Marzo, 1980).

En ambos casos estas unidades se interpretan como la evolución de sistemas mixtos de braided de arenas y gravas que evolucionan hacia un sistema braided de arenas (Marzo, 1980). Su geometría estaría condicionada por la evolución de barras dentro de canales que estarían más o menos confinados, como refleja el mayor o menor contenido en sedimentos lutíticos.

**B) El dominio de Garraf** se localiza entre el W de la falla del Llobregat y el río Gaiá y sus principales afloramientos se encuentran en el borde E del Macizo de Garraf (Fig. 1.9). En este dominio las unidades estudiadas son: Conglomerados de Garraf Superiores o Nivel Conglomerático Superior, Areniscas de Eramprunyà y Areniscas y Lutitas de la Creu de L'Aragall (Fig. 3.2).

-Conglomerados de Garraf Superiores: Su potencia oscila entre 15-20 m y presenta un resalte morfológico importante. Se encuentra en contacto discordante sobre la unidad Conglomerados Garraf (Inferiores), que pasan lateralmente a los Conglomerados de Bruguers. Está constituida por cantos, y ocasionalmente bloques de hasta 40 cm de diámetro, de cuarzos filonianos, con pequeñas proporciones de cuarcitas esquistos y liditas. La matriz está formada por arenisca con cemento de cuarzo y ferruginoso. Su origen se debe a sistemas fluviales de tipo braided de gravas y arenas con áreas fuente relativamente próximas. El depósito de esta unidad, da lugar a un cambio en la tendencia retrogradante respecto de la unidad inferior. Esta progradación pudo deberse a la activación de alguna falla de borde, dando lugar al rejuvenecimiento de los relieves del borde de la cuenca y a la ampliación de la superficie de drenaje, ya que esta unidad se extiende a lo largo de todo el sector (Marzo, 1980).

-Unidad Areniscas de Eramprunyà: Su espesor varía entre 30-50 m aumentando hacia el SSE. Su base se apoya en contacto transicional sobre los Conglomerados Superiores de Garraf, y sobre ella se deposita también en contacto aparentemente transicional la Unidad Areniscas y Lutitas de la Creu de L'Aragall.

Está dividida en dos partes; la inferior, de aspecto masivo, constituida por areniscas de grano grueso a muy grueso con niveles de microconglomerados intercalados y areniscas de grano fino-medio, y la superior, formada por areniscas de grano medio-grueso con niveles de areniscas de grano fino y lutitas intercaladas, estas últimas más frecuentes hacia techo. Ha sido interpretada como depósitos fluviales de tipo braided de arenas, por migración de trenes de dunas sobre el fondo de los canales y de barras de arena, con una dirección de paleocorrientes SSE (Marzo, 1980), retrabajados por procesos eólicos durante etapas de aguas bajas (Marzo, 1986).

-Unidad Areniscas y Lutitas de la Creu de L'Aragall: Su espesor es variable entre 60-70 m. El límite con la unidad inferior, Areniscas de Eramprunyà, es aparentemente transicional, al

igual que el límite con la unidad superior, el Complejo lutítico-carbonatado-evaporítico superior.

Está constituida fundamentalmente por lutitas y limos de color rojo entre las que se intercalan niveles de areniscas también de color rojo, de grano grueso a muy fino con cemento carbonatado. Esta sucesión ha sido interpretada como sistemas fluviales efímeros de sinuosidad variable (a veces meandriforme) encajados en una llanura de inundación lutítica con desarrollo de paleosuelos. Las paleocorrientes son similares a las de la Unidad Areniscas de Eramprunyà, es decir de dirección SSE (Marzo, 1980, 1986).

**C) Los afloramientos del dominio de Montseny-Llobregat**, abarcan todos los situados al este del río Llobregat y cuyo límite al NE parece coincidir con la fractura de Coll Formic, aunque según algunos autores (Llopis, 1947, Virgili, 1958) podría estar más al norte, coincidiendo con un borde de cuenca triásico (Fig 1.9). El límite occidental se encuentra determinado por la fractura de Esparraguera-Els Bruçs (Marzo, 1980; Roca et al., 1999). En este dominio las unidades litoestratigráficas estudiadas son: Areniscas Conglomeráticas de Caldes y Areniscas y Lutitas del Figaró (Fig. 3.2).

-Unidad Areniscas Conglomeráticas de Caldes: Se depositan discordantes directamente sobre el basamento en la zona más al norte del dominio o sobre las unidades de la Secuencia de la Riera de Jaume, al SE del dominio. Su potencia varía desde los 5 m al E hasta llegar a desaparecer al W, presentando una gran variedad litológica que oscila entre conglomerados muy arenosos y areniscas conglomeráticas. Los primeros están constituidos por cantos subangulosos-subredondeados de 2-3 cm de cuarzo filoniano fundamentalmente, con muy pequeña proporción de otras litologías como cuarcitas, liditas o pizarras con una importante proporción de matriz arenosa. Las areniscas conglomeráticas son fundamentalmente cuarzoarenitas de grano grueso a muy grueso, de colores blanco y rojo, con cantos dispersos de cuarzo. Estos dos tipos de litologías suelen aparecer separados por superficies erosivas. A techo también podemos encontrar areniscas de grano medio y fino e incluso delgados niveles lutíticos. Estos depósitos han sido interpretados como sistemas fluviales de tipo braided, en los que las litologías de grano grueso se corresponderían con las partes activas de los canales, mientras que las de grano fino se originarían en áreas temporalmente inactivas (Marzo, 1980; Calvet y Marzo, 1994).

-Unidad Lutitas y Areniscas del Figaró: Su potencia varía entre 105 y 235 m. Tanto el límite inferior como el superior son transicionales con las unidades Areniscas Conglomeráticas de Caldes y el Complejo lutítico-carbonatado-evaporítico superior, respectivamente.

Está dividida en dos tramos en función de su coloración, ambos constituidos por la repetición de niveles de areniscas con niveles de lutitas a techo. En el tramo superior aparecen niveles carbonáticos intercalados y en el inferior se desarrollan perfiles edáficos. Esta unidad se interpreta como depósitos de alta sinuosidad con importantes variaciones estacionales del caudal, y morfologías entrelazadas durante los periodos de caudales más bajos. La dirección de paleocorrientes medida es variable entre NNW-SSE y NE-SW (Marzo, 1980). Su edad, Triásico Inferior, ha sido obtenida mediante asociaciones de polen y esporas (Solé de Porta et al., 1987).



### 3.4. DESCRIPCIÓN DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

Todas las columnas estratigráficas han sido realizadas a la misma escala 1:100, aunque ésta ha sido ligeramente modificada al incluirlas como figuras dentro de la presente memoria. Por otro lado, para simplificar la nomenclatura de las unidades litoestratigráficas, haremos referencia a las mismas únicamente mediante el nombre simplificado.

Debido a la diferencia de rango (formal y no formal) entre la zona Ibérica y la zona Costero Catalana, la nomenclatura empleada para las subdivisiones y descripción de cada unidad en la Cordillera Ibérica, es ligeramente diferente a la utilizada en la Cordillera Costero Catalana, ya que en el primer caso se ha podido realizar una descripción por subunidades (miembros). En el caso de las columnas levantadas en la Cordillera Ibérica, las descripciones se han realizado de cada subunidad en su conjunto destacando las características generales de los principales tramos que forman cada una de ellas, mientras que las descripciones de las columnas levantadas en la Cordillera Costero Catalana se han realizado de los tramos en los que se ha dividido cada unidad, destacando las características principales de los niveles que las componen.

Es importante destacar de nuevo, que la mayor parte de estas columnas han sido previamente descritas en detalle en los trabajos de López-Gómez (1985), en el caso de la Cordillera Ibérica y por Marzo (1980), para la Cordillera Costero Catalana por lo que hemos utilizado las mismas unidades y subunidades descritas por estos autores, realizando algún cambio menor, en el caso que haya sido necesario. Para una descripción sedimentológica más detallada, la remitimos a los trabajos anteriormente citados.

La leyenda en la que se representan los símbolos utilizados en la representación gráfica de las columnas estratigráficas, es única para todas ellas y se presenta en la figura 3.3.

#### **3.4.1. COLUMNAS DEL SECTOR A**

##### **3.4.1.1 Descripción de la Columna Casas del Cañizar**

La columna se ha levantado en las inmediaciones de la localidad Casas del Cañizar (Fig. 3.4), que actualmente se encuentra deshabitada y en ruinas. Hoja (636) de Villar del Humo. Saliendo desde la localidad de Cañete por la carretera N 420, a lo largo de la cual vemos que aflora la Formación Cañizar. Nos detenemos en el Km 485,1, y comenzamos la serie cuyas coordenadas referidas al meridiano de Greenwich son: 39°57'3.61"N- 1°41'42.65"W. La dirección de las capas medida en la base de la columna es de: Dirección: N 144° E y Buzamiento: 115° W. En esta columna sólo aparece representada la Formación Cañizar.

-Formación Cañizar: Su base se encuentra cubierta, aflorando sólo a partir del techo de la subunidad 2.

-Subunidad C2 (Tramos 1-5): Consta de 9,95 m de areniscas de grano medio con estratificación cruzada de surco y planar de alto ángulo en su parte inferior, y areniscas de grueso con cantos dispersos, incluso algún nivel microconglomerático, con estratificación cruzada planar y de surco en la parte superior de la subunidad. Las direcciones de paleocorrientes medidas en los tramos 2, 3, 4, y 5 dan unos valores de: N 40°; N 80°; N140°; N110°, respectivamente.

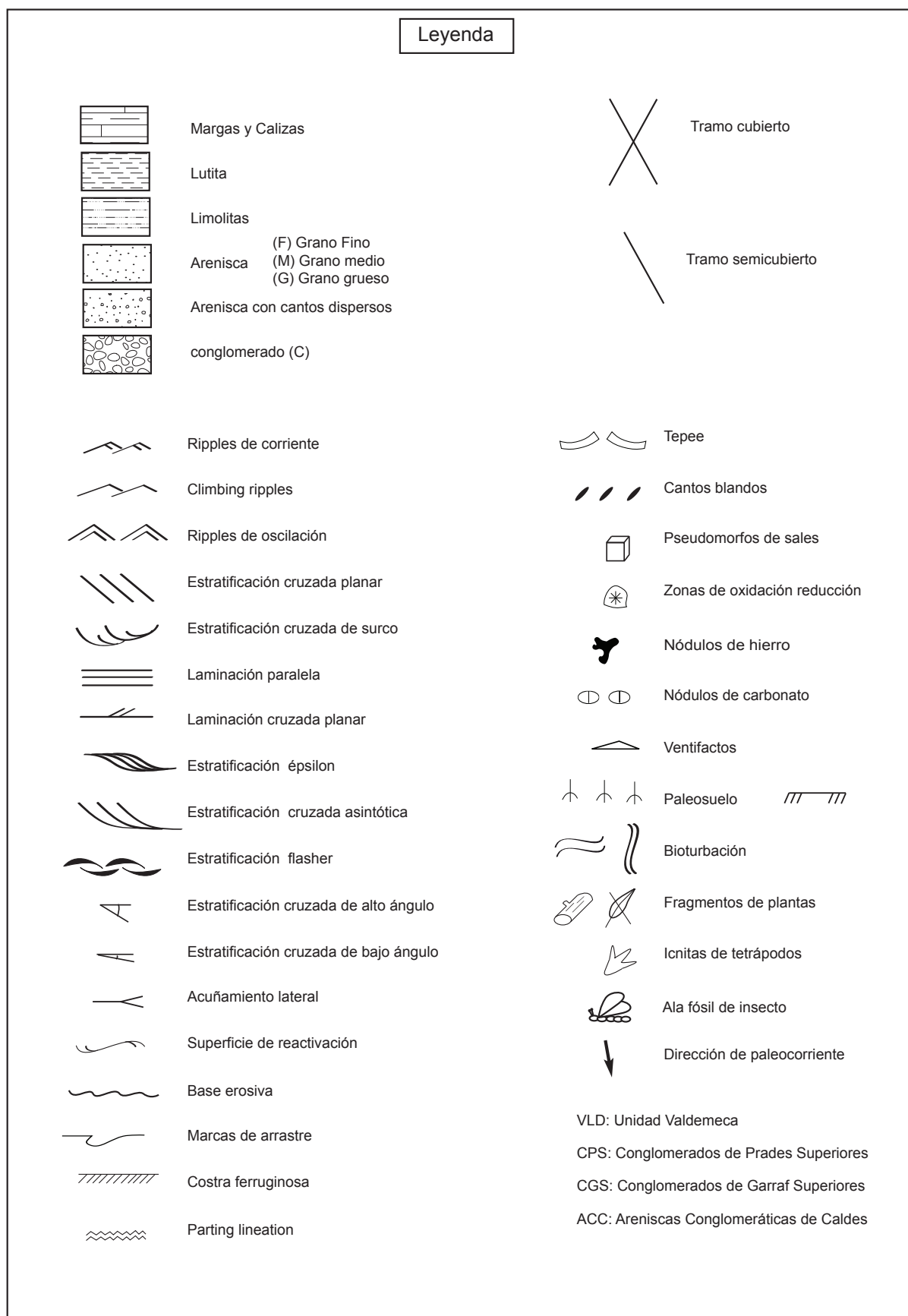


Fig. 3.3: Leyenda utilizada en la representación de las columnas estratigráficas.

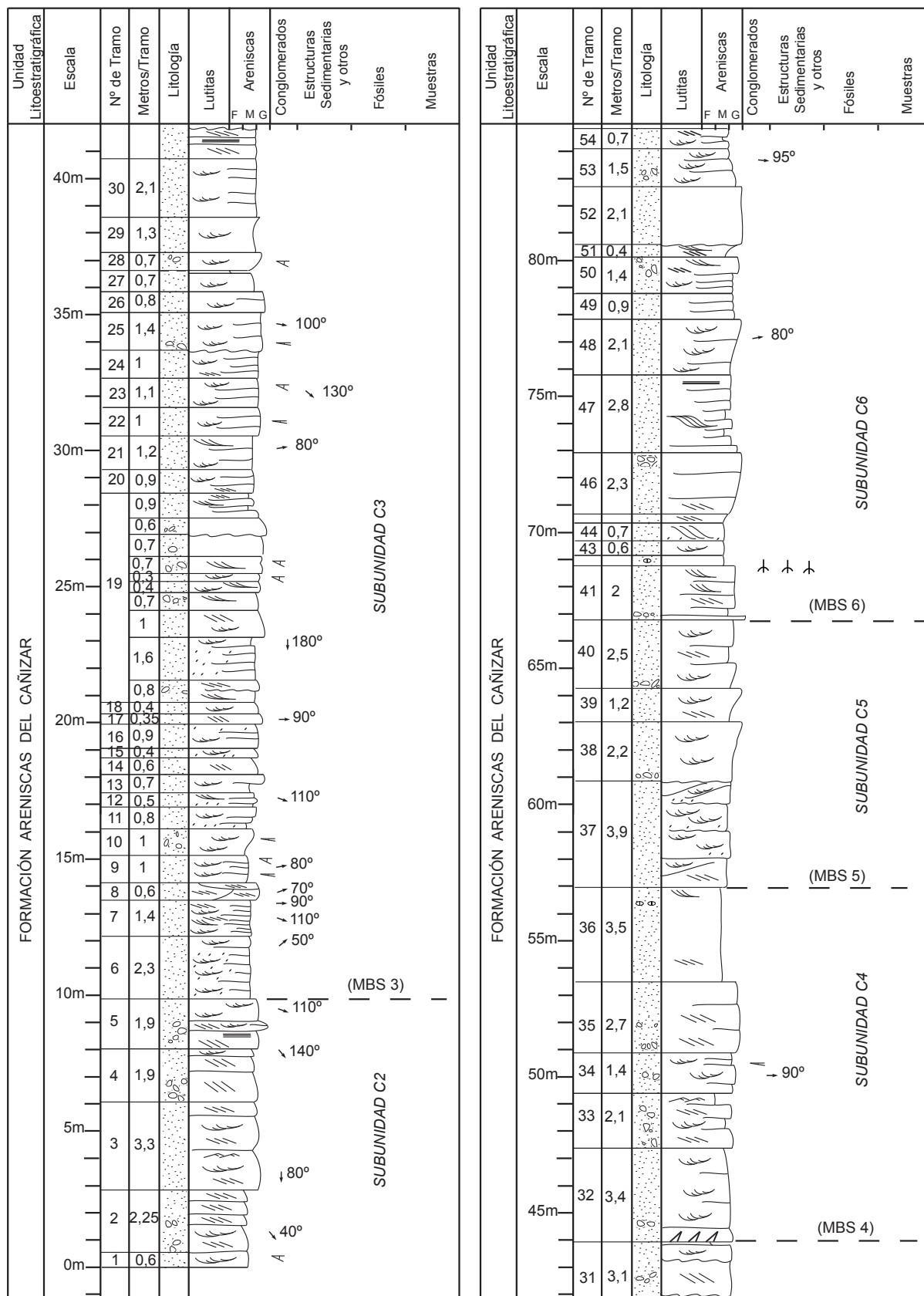


Fig. 3.4: Columna estratigráfica de Casas del Cañizar.



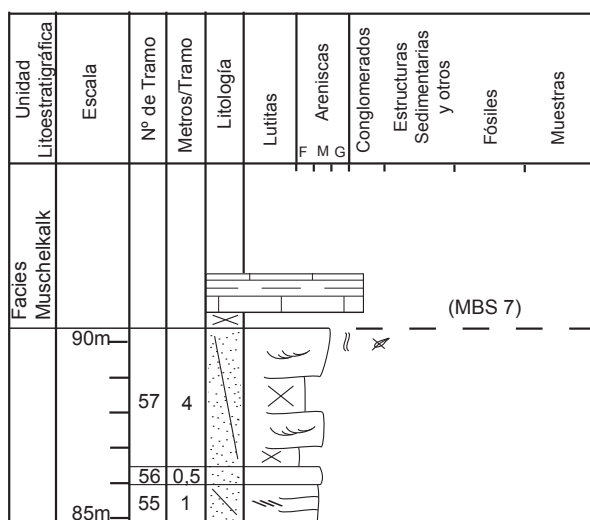


Fig. 3.4: Columna estratigráfica de Casas del Cañizar (continuación).

-Subunidad C3 (Tramos 6-31): Está formada por 34 m de areniscas de grano medio y grueso fundamentalmente, con estratificación cruzada de surco predominante y una tendencia general estrato-creciente hacia la parte superior. Esta subunidad se caracteriza por tener, en la mitad inferior, abundantes cantos blandos en la base de los niveles. También hay niveles de cantos dispersos en ocasiones alineados en la base de niveles con estratificación cruzada planar. Las paleocorrientes medidas en los tramos 6, 7, 8, 9, 12, 17, 19, 21, 23 y 25 tiene unas direcciones de: N 50°, N 110°, N 90°, N 70°, N 80°, N 110°, N 90°, N 180°, N 80°, N 130°, N 100°.

-Subunidad C4 (Tramos 32-36): Está constituida por 13,1 m de areniscas de grano grueso y areniscas de grano medio, dispuestas en niveles entre 0,5 y 1,2 m con estratificación cruzada de surco fundamentalmente, aunque también hay niveles con estratificación cruzada planar y de forma aislada con ripples de corriente a techo. En la parte más alta de la subunidad aparecen los primeros indicios de nódulos carbonatados, que podrían corresponder con la formación de un incipiente paleosuelo. La paleocorriente medida en el tramo 34 tiene una dirección de N 90°.

-Subunidad C5: La forman 9,8 m (Tramos 37-40) de areniscas de grano grueso y medio-grueso que dan lugar a un resalte morfológico importante. Consta de niveles entre 0,8 y 1,2 m con tendencia grano y estrato-crecientes y estratificación cruzada de surco predominante. En la base de algunos niveles aparecen superficies erosivas con lags, en algunos casos de cantos blandos y otros de cantos de cuarcita.

-Subunidad C6: Está formada por 23,6 m de areniscas (Tramos 41-57) de grano medio, grueso e incluso niveles microconglomeráticos. En la mitad inferior de la subunidad, se disponen en niveles estrato y grano-crecientes con estratificación cruzada planar predominante, aunque también podemos encontrar de forma más puntual y aislada, estratificación cruzada de surco dominante, estratificación sigmoidal y estratificación paralela. En la mitad superior la tendencia es grano y estrato-decreciente con estratificación cruzada de surco predominante sobre la estratificación cruzada planar. Aparecen niveles con cantos dispersos y el techo de la subunidad se encuentra semicubierto. En esta subunidad hay que destacar la aparición de un nivel de paleosuelo (tramo 42) y de los primeros indicios de estructuras de bioturbación y restos de plantas (tramo 57). La dirección de paleocorriente medida en el tramo 53, tiene un valor de: N 95°.

Sobre esta última subunidad en discordancia cartográfica se encuentra la Formación Dolomías de Landete (facies Muschelkalk).

### 3.4.1.2 Descripción de la Columna de Río Mayor

La columna se ha levantado entre los pueblos de Cañete y Boniches, en la provincia de Cuenca. Hoja (636) de Villar del Humo. Saliendo desde Cañete por la carretera N-420 que transcurre paralela al Río Mayor nos detenemos en Km 495 y levantamos la columna en el margen derecho. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son:  $40^{\circ} 0' 7''\text{N}$  -  $1^{\circ} 40' 40''\text{W}$ . La base de la columna se dispone en contacto discordante sobre la Formación Alcotas de edad pérmico y está constituida por la Unidad Valdemeca y la Formación Cañizar (Fig. 3.5).



Fig. 3.5: Vista en campo de parte de la Subunidad C4, en la columna de Río Mayor.

-Formación Cañizar: A continuación se pasa a describir las seis subunidades en las que se ha dividido esta formación (Fig. 5.6).

-Subunidad C1: En su base encontramos la Unidad Valdemeca, formada por 0,65 m de un conglomerado heterométrico de cantos de cuarcita subredondeados, con un centil de 20 cm y matriz arenosa de grano medio-grueso. A techo pasa a ser una arenisca de grano medio con ripples de corriente en la parte superior. Sobre ella en contacto transicional se deposita la Formación Cañizar.

El resto de la Subunidad está constituida por 27,31 m de areniscas de color rojo (tramos 1-15), de grano grueso y medio que se disponen en niveles entre 0,20 y 0,30 m de potencia con estratificación cruzada de surco y planar de bajo ángulo. De forma aislada podemos encontrar cantos de cuarcita subredondeados en la base de estos niveles. Esta subunidad termina con un nivel lutítico a techo de 20 cm.

-Subunidad C2: Consta de 8,45 m (tramos 16-18) de areniscas de color rojo, de grano medio-grueso. La parte inferior está constituida por niveles de gran potencia, entre 0,60-2 m, con estratificación cruzada planar, mientras que la parte superior consta de niveles entre 0,2-0,4 m, grano-decrecientes, con estratificación cruzada de surco en la base y planar a techo, con abundantes cantos blandos dispersos. Se ha medido una dirección de paleocorriente en el tramo 17 obteniéndose  $N 120^{\circ}$ .

-Subunidad C3: (Tramos 19-36) 18,14 m de areniscas de color rojo, de grano grueso con algunos cantos milimétricos de cuarcita dispersos, distribuidas en niveles de 0,20-0,65 m. En la base de esta subunidad predominan los niveles con estratificación cruzada de surco, mientras que la parte media y superior predomina la estratificación cruzada planar de bajo ángulo. A techo de la subunidad se ha medido una dirección de paleocorriente indicando  $N 95^{\circ}$ .

-Subunidad C4: Está formada por 27,9 m de areniscas de color rojo (tramos 37-81).

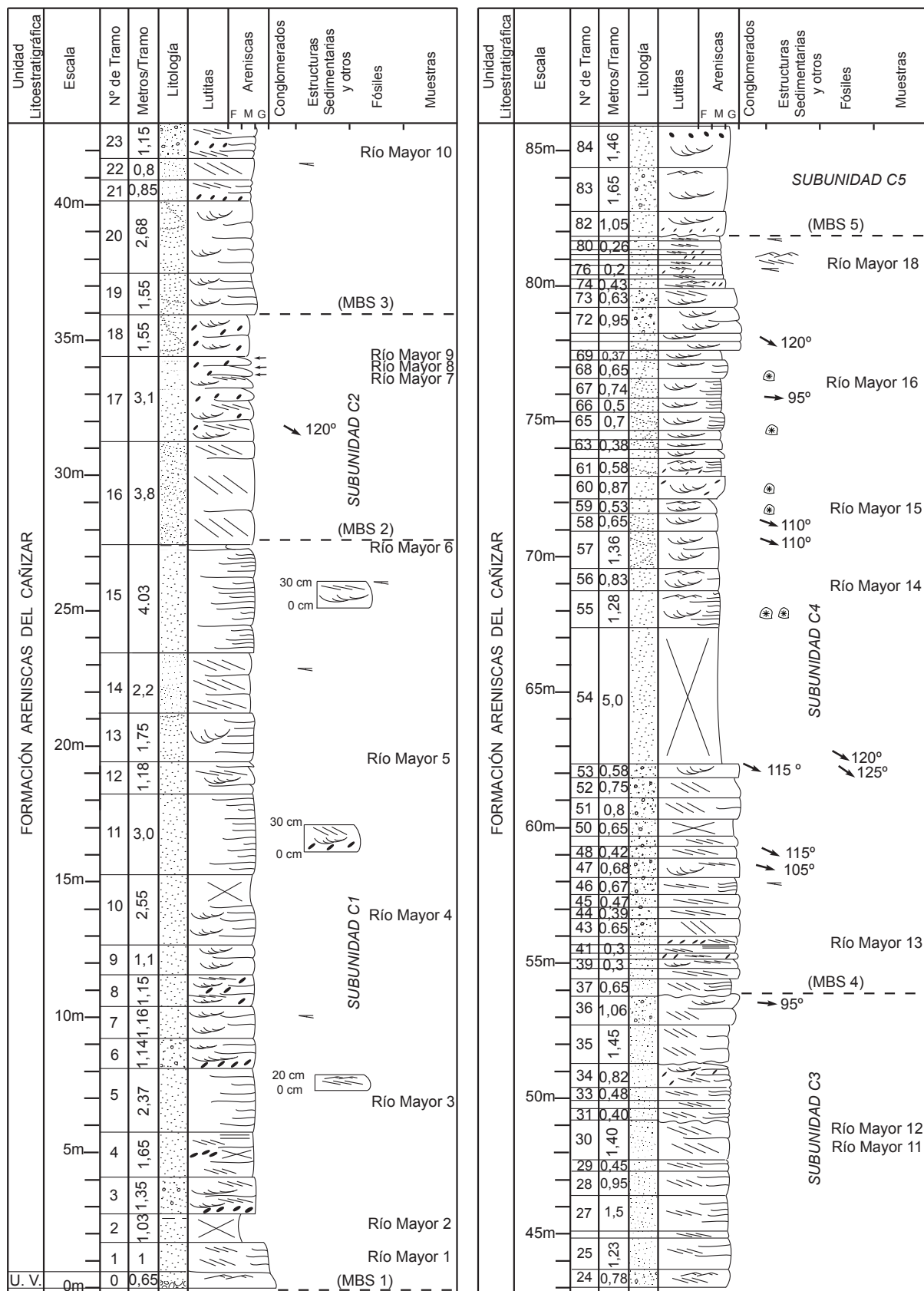


Fig. 3.6: Columna estratigráfica de Río Mayor.

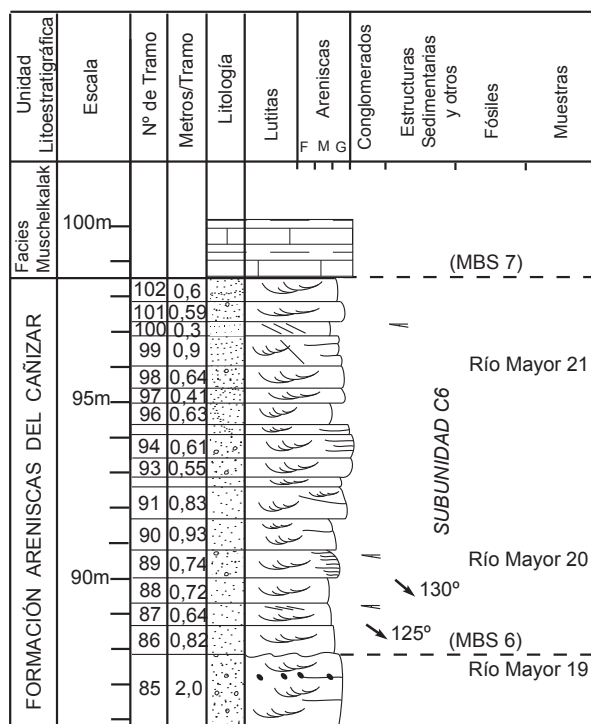


Fig. 3.6: Columna estratigráfica de Río Mayor (continuación).

zada de surco y ripples a techo en algunos casos. Además aparecen niveles de cantos blandos dispersos y zonas de color verde que indicarían procesos de oxidación-reducción de materia orgánica. Se han medido varias direcciones de paleocorriente cuyos valores son: N105° (tramo 57), N 110° (tramo 58), N 95° (tramo 67).

C4.3. Su potencia es de 2,5 m y se caracteriza por un aumento considerable del tamaño de grano, pasando a estar formado nuevamente por areniscas de grano muy grueso llegando incluso a microconglomerados entre 0,2-0,65 m de potencia, con estratificación cruzada de surco en la base y planar a techo. La dirección de paleocorriente medida en el tramo 70, tiene un valor de: N 120°.

C4.4. Finalmente vuelve a haber una reducción del tamaño de grano. Esta última parte consta de 1,7 m de areniscas de grano medio dispuestas en niveles más delgados que los anteriores, entre 0,14-0,40 m con cantos blandos en la base, estratificación cruzada planar de bajo ángulo y ripples de corriente a techo.

-Subunidad C5: Comienza con una superficie erosiva que la separa de la subunidad inferior. Está formada por 6,16 m de areniscas de color rojo (tramos 82-85), de grano grueso, dispuestas en niveles de 0,60-1,40 m con cantos de cuarcita milimétricos dispersos y estratificación cruzada de surco de gran porte. En algún caso se pueden observar cantos blandos en la base de estos niveles y ripples de corriente a techo.

-Subunidad C6: Está separada de la unidad inferior mediante una superficie erosiva y consta de 10,70 m (tramos 86-102) de areniscas de grano medio y grueso con cantos de cuarcita dispersos que pueden llegar a ser de hasta 1 cm (tramo 101). Se distribuye en niveles de 0,15-

Dentro de esta subunidad podemos diferenciar cuatro partes.

C4.1. Está constituida por los 8,5 m inferiores y se caracteriza por estar formada por areniscas de grano muy grueso con abundantes cantos milimétricos de cuarcita dispersos, distribuidos en niveles de 0,26-0,75 m con estratificación cruzada planar predominante, aunque de forma aislada aparecen niveles con estratificación cruzada de surco en la base y planar a techo. Se han medido varias direcciones de paleocorriente obteniéndose los siguientes valores: N 150° (tramo 47), N 115° (tramo 48), N 115°, N 120°, N 120°, N 125° (tramo 53).

C4.2. Tiene una potencia de 15,2 m y comienza con un tramo cubierto. Se caracteriza por una importante disminución del tamaño de grano respecto a C4.1, pasando a ser areniscas de grano medio, en niveles de 0,20-0,6 m de espesor con estratificación cruzada de surco y ripples a techo en algunos casos.



0,60 m con estratificación cruzada de surco y en algunos casos aparece también estratificación cruzada planar de bajo ángulo de forma aislada. Se han medido dos direcciones de paleocorriente en esta subunidad obteniendo unos valores de: N 125° y N 130° (tramos 86 y 88 respectivamente).

Por encima de esta subunidad y en contacto mediante una discordancia cartográfica, encontramos margas pertenecientes a la Formación Dolomías de Landete (facies Muschelkalk).

#### 3.4.1.3 Descripción de la Columna de Puntal del Carnero

La siguiente columna se ha levantado en las proximidades de la localidad de Henarejos (provincia de Cuenca), desde donde sale una pista forestal en dirección SE que nos lleva hasta el Puntal del Carnero (Fig. 3.7). Hoja (665) de Mira. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 39° 50' 10" N - 1° 33' 41" W. En ella sólo aparecen representadas la Formación Cañizar y la Unidad Valdemeca, cuya base se dispone en contacto discordante sobre la Formación Alcotas. La descripción de estas unidades se detalla a continuación (Fig. 3.8).



Fig. 3.7: Vista en campo de la mitad inferior de la Fm. Cañizar y su contacto con la Fm. Alcotas.

-Formación Cañizar:

-Subunidad C1: En esta Subunidad de esta columna podemos diferenciar la Unidad Valdemeca, formada por 3,15 m (tramos 1-2) de intercalaciones entre conglomerados y areniscas dispuestos en niveles estrato y grano-decrecientes que comienzan con conglomerados de cuarcita (hasta 7 cm) con base erosiva y matriz arenosa, que pasan gradualmente a arenisca de grano grueso. La tendencia general de la unidad es grano y estrato-creciente, terminando con un nivel más fino de areniscas de grano medio-grueso con estratificación cruzada planar.

La parte superior de la Subunidad comienza con una superficie erosiva y consta de 15,2 m de areniscas (tramos 3-17) de grano grueso con cantos de cuarcita milimétricos y abundantes cantos blandos dispersos. Se disponen en niveles grano-decrecientes de 0,3-1,1 m de potencia con estratificación cruzada de surco fundamentalmente, aunque también hay estratificación cruzada planar de bajo ángulo a techo de la subunidad. El valor de dirección de la paleocorriente medida en el tramo 8 es de N120°.

-Subunidad C2: Está formada por los tramos 18-27, que suman un total de 6 m de areniscas de grano medio y color rojo, que se disponen en niveles de 0,20-0,9 m de potencia con estratificación cruzada de surco en la base y planar a techo. También aparecen algunos niveles dispersos de cantos blandos de gran tamaño.

-Subunidad C3: Está constituida por 8,75 m (tramos 28-39) de areniscas de color na-

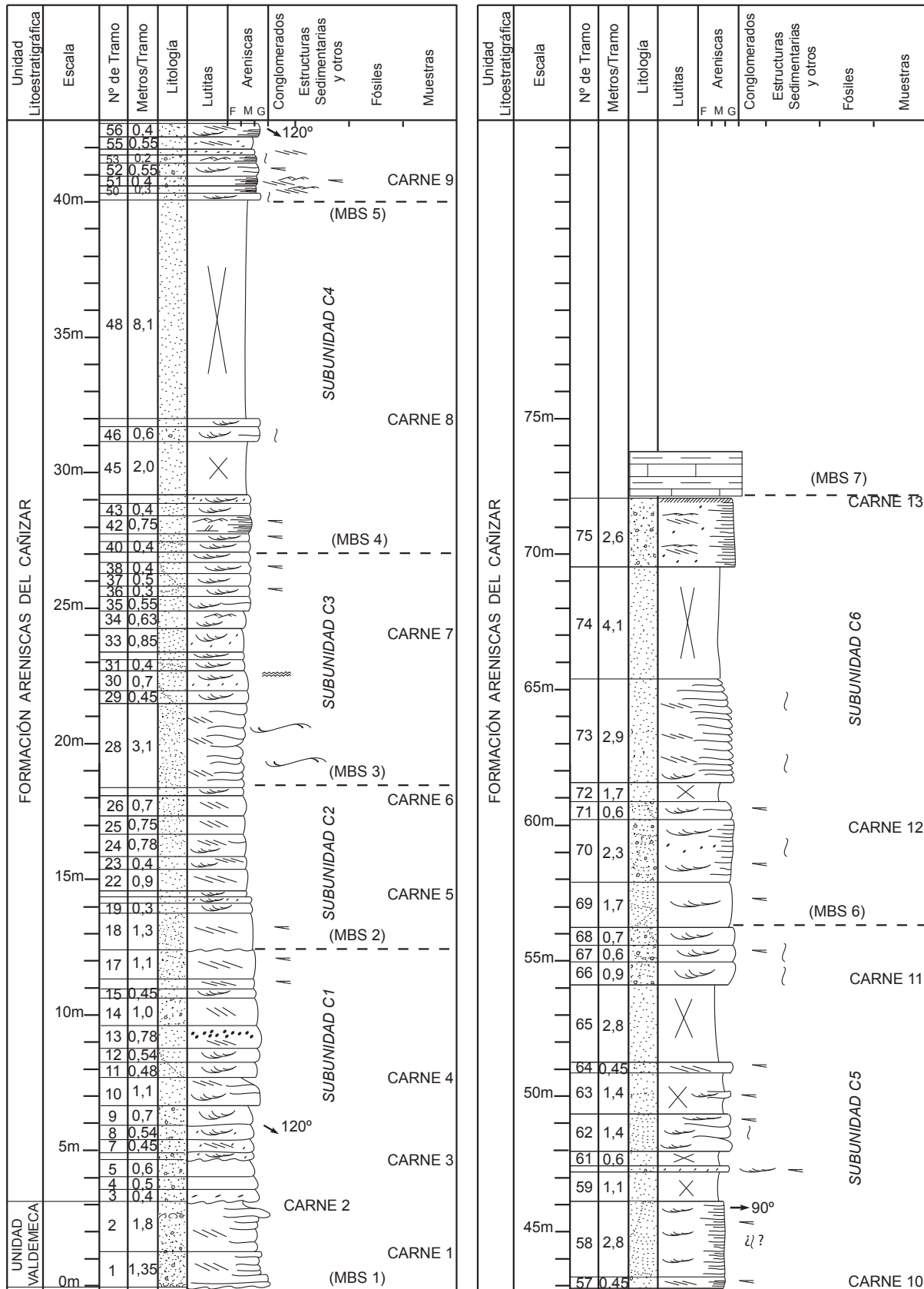


Fig. 3.8: Columna estratigráfica del Punta del Carnero.

ranja, de grano medio y con tendencia grano-creciente a techo de la subunidad. Se disponen en niveles grano-decrecientes de 0,3-0,4 m con estratificación cruzada planar, separados por superficies de reactivación, en la mitad inferior del tramo, y estratificación cruzada de surco de bajo ángulo, en la mitad superior. En la parte intermedia de la subunidad aparecen cantos blandos y estructuras de tipo parting lineation.

-Subunidad C4: La forman los tramos 40-48, que miden 13 m de potencia y aparecen cubiertos casi en su totalidad. Sólo afloran en la parte inferior unos niveles de areniscas de color rosa, de grano medio con un espesor de 0,15-0,4 m, estratificación cruzada de surco y cruzada planar muy tendidas, y ripples de corriente a techo de cada uno de ellos. En la parte intermedia, afloran también tres niveles de 0,20-0,40 m de areniscas de grano grueso con estratificación cruzada de surco, en los que aparecen los primeros indicios de bioturbación.

-Subunidad C5: Formada por 10,2 m (tramos 49-68) de areniscas de grano medio-grueso y grueso con cantos milimétricos dispersos de cuarcita, dispuestas en niveles estrato-crecientes. Estos niveles tienen un espesor variable desde 0,10-0,40 m en la mitad inferior del tramo, con estratificación cruzada de surco y cruzada planar muy tendidas y ripples a techo, hasta 0,6-0,9 m de potencia en la parte superior. Estos últimos son grano-crecientes con estratificación cruzada de surco de bajo ángulo, fundamentalmente. Hay presencia de bioturbación a lo largo de toda la subunidad. Los valores obtenidos de las direcciones de paleocorriente medidas en los tramos 56 y 58 son: N 120° y N 90°, respectivamente.

-Subunidad C6 (Tramos 69-75): 15,8 m de areniscas de grano grueso dispuestas en niveles de 0,10-0,30 m estrato y grano-decrecientes con cantos dispersos y estratificación cruzada de surco de bajo ángulo, en la mitad inferior del tramo, y cruzada planar con ripples a techo en la mitad superior. También se pueden encontrar dispersas a lo largo de toda la subunidad estructuras de bioturbación. A techo, en el en contacto con la Formación Dolomías de Landete (facies Muschelkalk), que se dispone en discordancia cartográfica, aparece una zona alterada y ferruginizada.

#### 3.4.1.4 Descripción de la Columna de Talayuelas

La columna se ha realizado en las inmediaciones de la localidad de Talayuelas (provincia de Cuenca) (Fig. 3.9). Hoja (665) de Mira. Desde la localidad de Talayuelas por la carretera N-330 en dirección a Simancas nos desviamos a la izquierda por un camino que nos conduce hacia el barranco de la Chupedilla donde comenzamos la columna. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 1°13' 50''N - 39° 50' 5''W. La dirección y el buzamiento de las capas es: N 65° E / 17° SE. Está constituida por la Unidad Valdemeca y la Formación Cañizar (Fig. 3.10). La base se dispone en contacto discordante sobre la Formación



Fig. 3.9: Vista en campo de la Subunidad C2 en la columna de Talayuelas.

Alcotas de edad Pérmico Medio-Superior.

-Formación Cañizar:

-Subunidad C1: En esta columna también se ha diferenciado en la base de la Subunidad la Unidad Valdemeca, formada por 0,7 m de conglomerado heterométrico con cantos entre 4 mm y 3-4 cm de cuarcita con matriz arenosa de grano medio-grueso, grano-decreciente con estratificación cruzada planar de bajo ángulo, y finos niveles de arenisca de grano grueso intercalados, cada vez menos frecuentes hacia techo. Los cantos de cuarcita aparecen en muchos casos recubiertos por una pátina oscura de óxidos de hierro.

El resto de la Subunidad, está formada por los tramos 59-61. Consta de 21 m de areniscas de color rojo, de grano grueso en los niveles inferiores, y medio hacia techo, dispuestas en niveles de 0,25-0,50 m, con estratificación cruzada de surco fundamentalmente. Intercalados entre los paquetes de arenisca aparecen niveles centimétricos de lutitas y/o areniscas de grano muy fino de color rojo.

-Subunidad C2: Consta de los tramos 62-71. Se encuentra concordante sobre la subunidad inferior y separada por una superficie de reactivación. Está formada por 23,8 m de areniscas de color rojo y grano medio. En los dos tercios inferiores aparecen dispuestas en niveles de 0,2-0,4 m con estratificación cruzada de surco, cruzada planar y restos de cantos blandos, y niveles de entre 0,15 y 0,40 m de lutitas y/o areniscas de grano muy fino. En el tercio superior se distribuyen en niveles de grano más fino y de menor espesor (0,15-0,20 m) con laminación cruzada planar de muy bajo ángulo y laminación paralela. El valor de la dirección de paleocorriente medida en el tramo 65 es de: N 160°.

-Subunidad C3: Consta de 17,7 m (tramos 72-77) de areniscas rojas de grano medio dispuestas en niveles de espesor variable entre 0,15-0,20 m hasta 0,40-0,50 m de potencia, con estratificación cruzada de surco en la base y estratificación cruzada planar a techo, en general muy tendida. También se pueden reconocer cantos blandos en la base de algunos niveles y alguna superficie de reactivación. Se ha medido la dirección de paleocorriente en el tramo 77 obteniéndose un valor de: N 140°.

-Subunidad C4: Está formada por los tramos 78-84, que suman un total de 25,10 m. Esta subunidad puede dividirse a su vez en tres conjuntos:

-El conjunto inferior, que es el más cementado y da lugar a un resalte morfológico. Está formado por 8,04 m de areniscas de color rojo, de grano medio bastante homogéneas, dispuestas en niveles de 0,15-1 m con estratificación cruzada de surco fundamentalmente y planar a techo de algunos niveles. También se encuentran de forma aislada, cantos blandos en la base de algunos niveles. Los valores de las direcciones de paleocorrientes medidas son: N 150° y N 145°, en los tramos 79 y 80 respectivamente.

-El conjunto intermedio tiene 9 m y se encuentra semicubierto. Está formado por areniscas rojas de grano medio cubiertas por la vegetación, donde destacan aisladamente cuerpos arenosos más compactos de 5-15 cm con estratificación cruzada de surco y planar a techo. A partir de este tramo los colores de alteración son más ocre y menos rojizos que en los tramos inferiores. Además, cabe destacar que a partir del metro 78 (tramo 81) comienzan a aparecer los



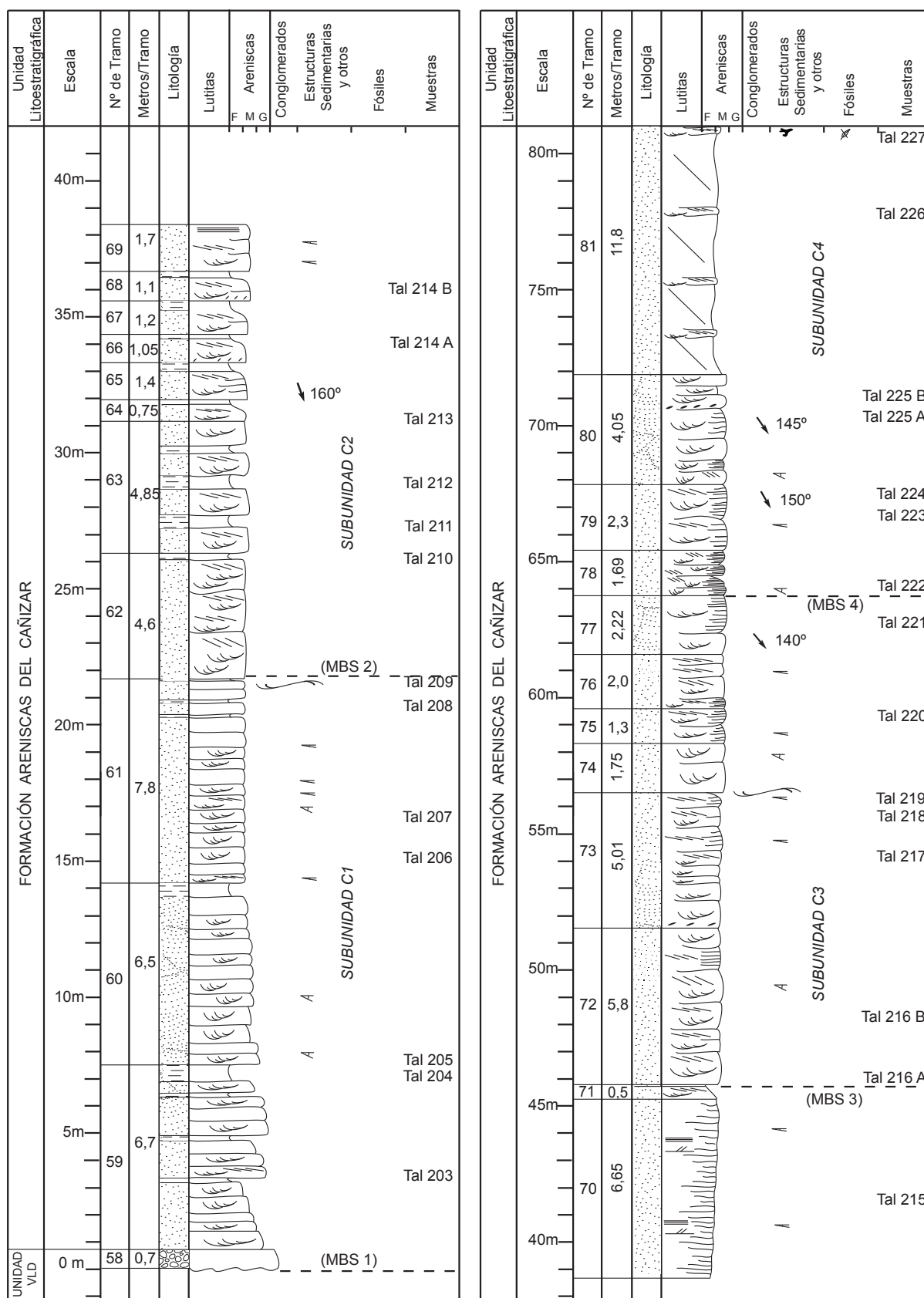


Fig. 3.10: Columna estratigráfica de Talayuelas.

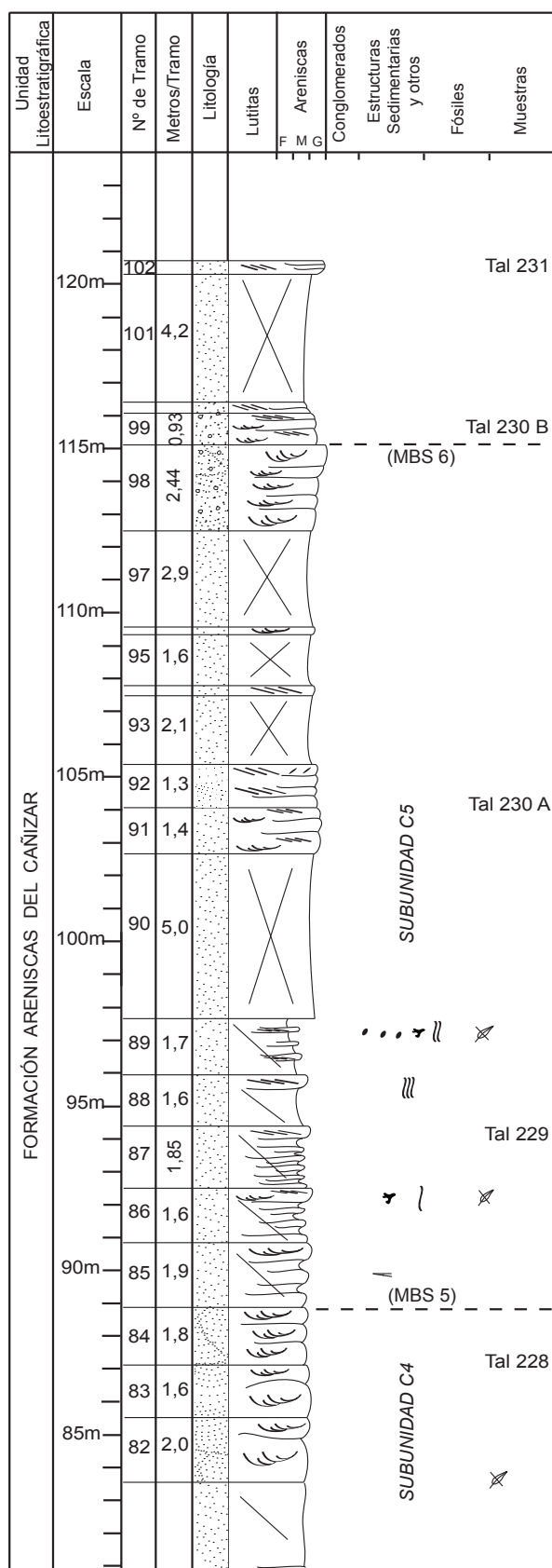


Fig. 3.10: Columna estratigráfica de Talayuelas (continuación).

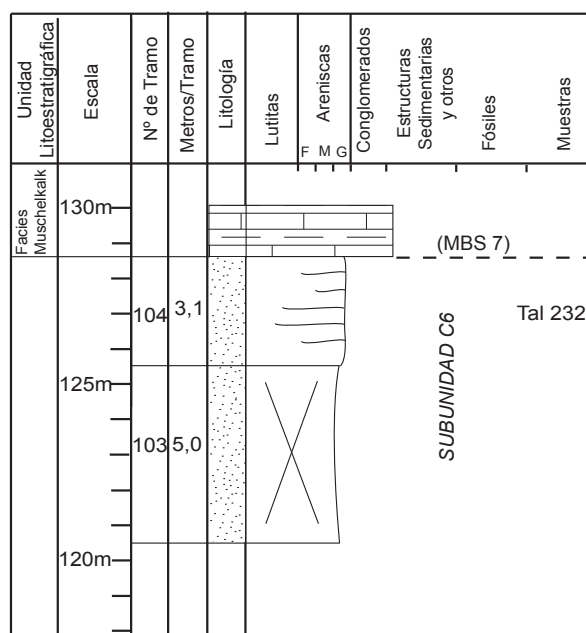


Fig. 3.10: Columna estratigráfica de Talayuelas (continuación 2).

primeros restos de materia orgánica en forma de restos vegetales, aunque por su estado de alteración no han podido ser clasificados.

-El conjunto superior consta de 8,06 m de areniscas de color rosa de grano medio con tendencia grano-decreciente hacia techo, dispuestas en niveles de 0,4-1 m con estratificación cruzada de surco. Contienen fragmentos de restos vegetales carbonizados que no se han podido clasificar y abundantes concentraciones de óxidos de hierro y manganeso.

-Subunidad C5: Tiene un total de 24,35 m (tramos 85-98) y aparece en gran parte cubierta por la vegetación. Está formada por areniscas rosas, heterométricas, de grano medio-grueso dispuestas en niveles con tendencia estrato y grano-creciente de 0,10-0,65 m de potencia. Predomina la estratificación cruzada planar en los niveles de la parte inferior de la subunidad, y la estratificación cruzada de surco, en los niveles de la parte superior. En la base de esta subunidad aparecen abundantes estructuras de bioturbación y restos vegetales aunque éstos últimos no han podido ser clasificados debido a su alto grado de alteración.

-Subunidad C6: Incluye los tramos 99-104 y está formada por 13,45 m de areniscas parcialmente cubiertas. Apenas se diferencia ningún tramo salvo algunos niveles aislados de areniscas de grano grueso de 0,40 m con estratificación cruzada de surco y planar. El techo está muy alterado y el color cambia a tonos blanquecinos-verdosos con cantos milimétricos de cuarcita dispersos, no distinguiéndose ninguna estructura sedimentaria con claridad.

Sobre la Subunidad C6 se dispone, en discordancia cartográfica, las dolomías de la Formación Dolomías de Landete (facies *Muschelkalk*).

#### **3.4.2. COLUMNAS DEL SECTOR B**

##### **3.4.2.1 Descripción de la Columna de Cedrillas**

Esta columna ha sido levantada en los alrededores de la localidad de Cedrillas (Teruel) (Fig 3.11). Hoja (567) de Teruel. Por la carretera que va desde la localidad de Cedrillas a Corbalán, pasado el Km 22, tomamos el desvío a la derecha por la carretera TE-V-8001. A unos 2,5 Km volvemos a desviarnos a la izquierda por un camino que nos conduce hacia la fuente del Rubio. Desde allí subimos por un pequeño barranco a lo largo del cual levantamos esta columna cuyas coordenadas en la base referidas al meridiano de Greenwich son: 40° 27'58''N - 0° 55'35''W. Esta columna es una sección parcial en la que sólo aflora parte de la base de la Formación Eslida.

Tanto la base como el techo están limitados por fallas. Su posición estratigráfica se corresponde con la subunidad E4 y ha podido ser determinada por correlación con la columna de Corbalán, gracias a la aparición de niveles con abundante restos fósiles de macroflora.

-Formación Eslida: Consta de 164,7 m en los que afloran tramos de lutitas y areniscas de grano fino y medio de intenso color rojo, junto con algunos tramos cubiertos o semicubiertos. Comienza con niveles de areniscas de grano fino con desarrollo de incipientes paleosuelos con huellas de raíces, abundante bioturbación y restos de plantas. En los siguientes metros se sucede una intercalación de niveles de areniscas y lutitas. Los niveles de areniscas tienen entre 0,10-0,7 m de potencia, siendo éstos últimos más frecuentes en la mitad inferior de la columna, encontrando los de menor espesor hacia techo. Sin embargo, en general, no hay una tendencia estratodecreciente muy clara. Todos ellos son grano-decrecientes con estratificación cruzada planar y/o ripples a techo de los niveles. Las lutitas se distribuyen en niveles mucho más potentes que las areniscas, entre 0,10-4 m de espesor, en las que también podemos encontrar desarrollo de incipientes paleosuelos (tramo 35).

A lo largo de toda la columna son muy frecuentes las estructuras de bioturbación y los restos de plantas, entre los que destacan tres niveles principales que son en los que encontramos la mayor parte de los restos de macroflora y también los mejor conservados. Estos niveles se encuentran en el tercio superior de la columna (tramos 36-37-38) y son a partir de los cuales se ha realizado la correlación con la columna de Corbalán. Su identificación y clasificación serán detalladas más adelante. Es importante destacar también el hallazgo, en el tercio inferior de la columna, de un ala de insecto, cuyas características y clasificación serán expuestas en el capítulo de contenido paleontológico. Finalmente destacar la presencia de varios niveles con pseudomorfo de sales distribuidos a lo largo de toda la columna (Fig. 3.12).

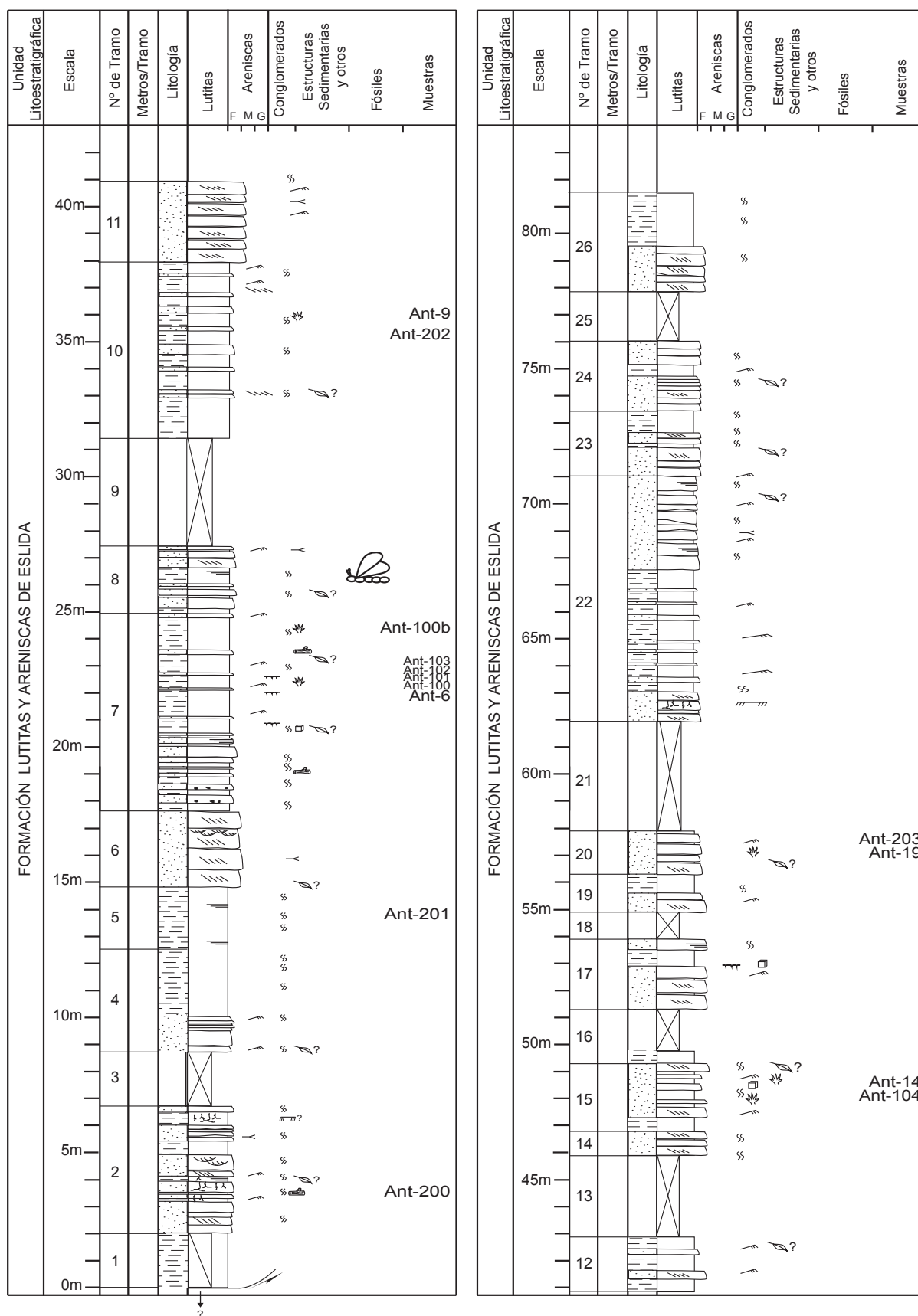


Fig. 3.11: Columna estratigráfica de Cedrillas.

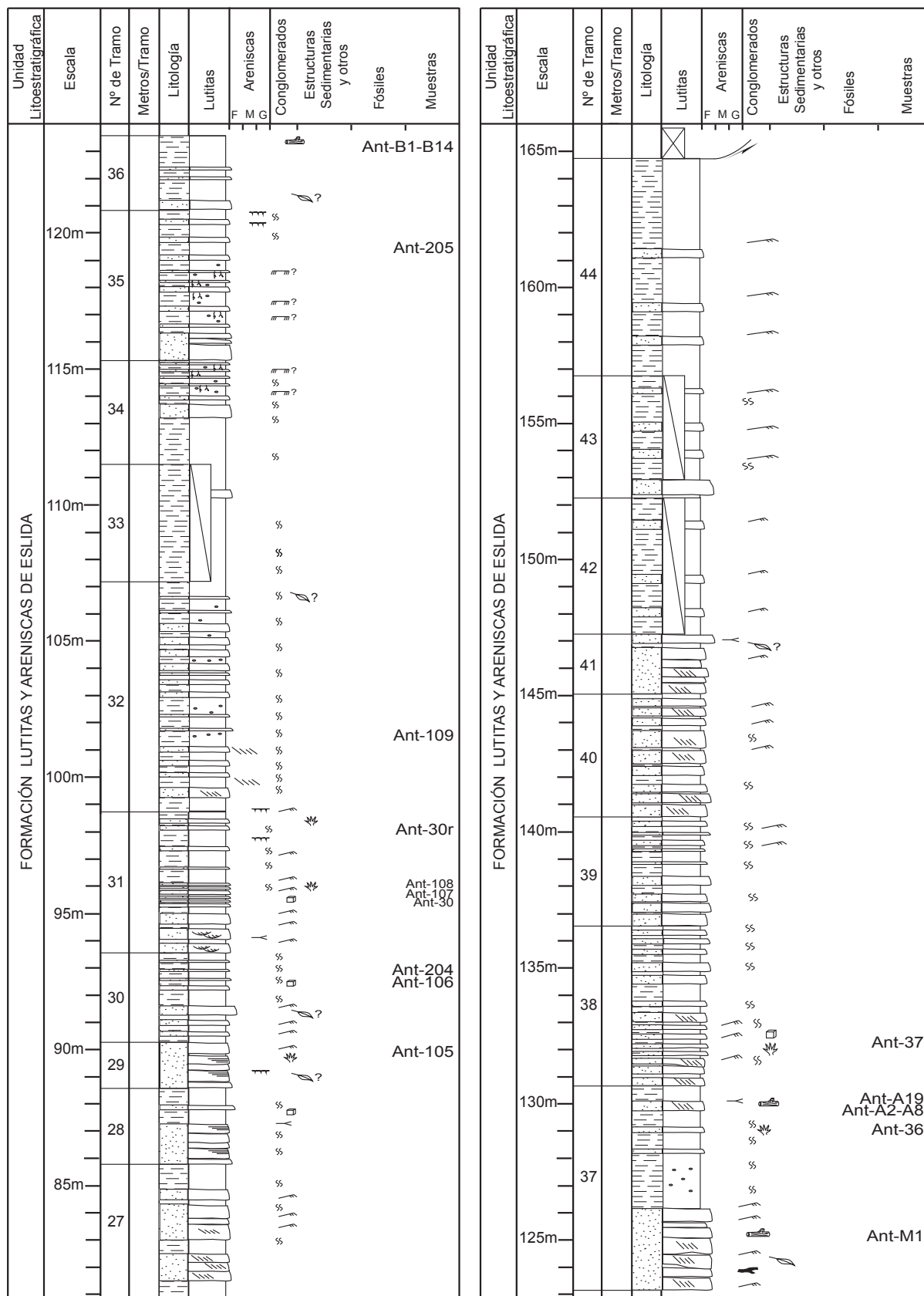


Fig. 3.11: Columna estratigráfica de Cedrillas (continuación).

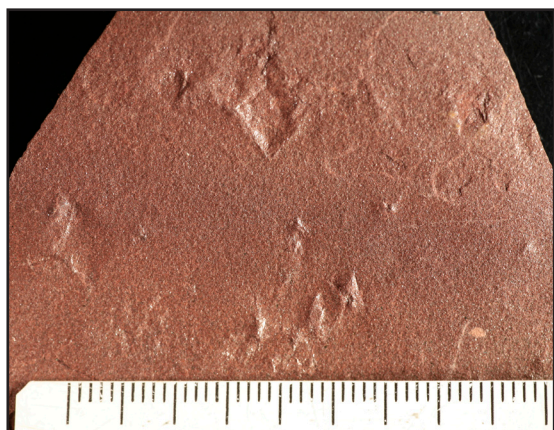


Fig. 3.12: Pseudomorfos de sales. Cedrillas (Teruel).

### 3.4.2.2 Descripción de la Columna de Corbalán (Fig. 3.13)

Esta columna ha sido levantada en una zona cercana a la localidad de Corbalán. Hoja (657) de Teruel. Tomando la carretera anteriormente citada que va desde Cedrillas a Corbalán, en el Km 20, en dirección sureste, nos desviamos por un camino a la izquierda, que va hacia el Cerro Macucar. La columna ha sido levantada en la ladera oeste del cerro. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son:  $40^{\circ} 24'25''$  -  $0^{\circ} 55'16''$ W. En esta columna sólo aparece representada la parte superior de la Formación Eslida ya que la base se encuentra limitada por una falla.

-Formación Eslida: Está formada por 407,9 m de alternancia entre lutitas y areniscas de grano fino y medio de intenso color rojo, en ocasiones parcial o totalmente cubiertas por la vegetación. En ella, se han podido diferenciar con claridad las dos subunidades superiores E6 y E5, sin embargo el límite inferior de la subunidad E4 no está lo suficientemente claro, por lo que hemos dejado abierta su correlación inferior con el resto de las columnas en las que aflora esta formación.

-Subunidad E4: Está constituida por 150 m (tramos 1-12) en los que predominan los niveles lutíticos y de areniscas de grano muy fino, cubiertos o parcialmente cubiertos. Entre ellos destacan niveles más compactos de areniscas, generalmente de poco espesor 0,10-0,20 m, aunque hay tramos con niveles de 0,5-1,5 m de potencia. Suelen tener base plana, algunos algo erosiva, y estar constituidos por areniscas de grano medio, grano-decrecientes con estratificación cruzada planar bastante tendida, laminación paralela y ripples de corriente a techo de los niveles. La bioturbación y los restos de plantas son abundantes en la mitad superior de la subunidad. Un nivel importante a destacar en este aspecto es el que se encuentra a 100 m de la base, en el que aparecen restos de macroflora que se han correlacionado con los niveles descritos anteriormente en la columna de Cedrillas.

-Subunidad E5: Morfológicamente resalta sobre la anterior ya que en ella predominan las areniscas sobre las lutitas (tramos 13-21). Está formada por 100,8 m de areniscas de grano fino y medio distribuidas en niveles entre 0,3-0,8 m (en algún caso hasta 1,5 m) grano-decrecientes con estratificación cruzada de surco y planar, fundamentalmente, y laminación paralela y ripples de corriente en menor medida. Entre ellos se encuentran algunos niveles de lutitas intercalados de 0,10-0,4 m de espesor. En esta subunidad apenas hay estructuras de bioturbación y una menor cantidad de restos vegetales muy fragmentados, en algunos casos restos de troncos de gran tamaño que no han podido ser clasificados.

-Subunidad E6: Está formada por los 157,1 m superiores, en los que vuelve a haber una alternancia de lutitas y areniscas en niveles entre 0,2-2 m y 0,10-1 m respectivamente. Los niveles de areniscas son de grano fino y medio con estratificación cruzada planar fundamentalmente, grano-decrecientes excepto en los tramos 29-32 en los que se aprecia una tendencia clara estrato

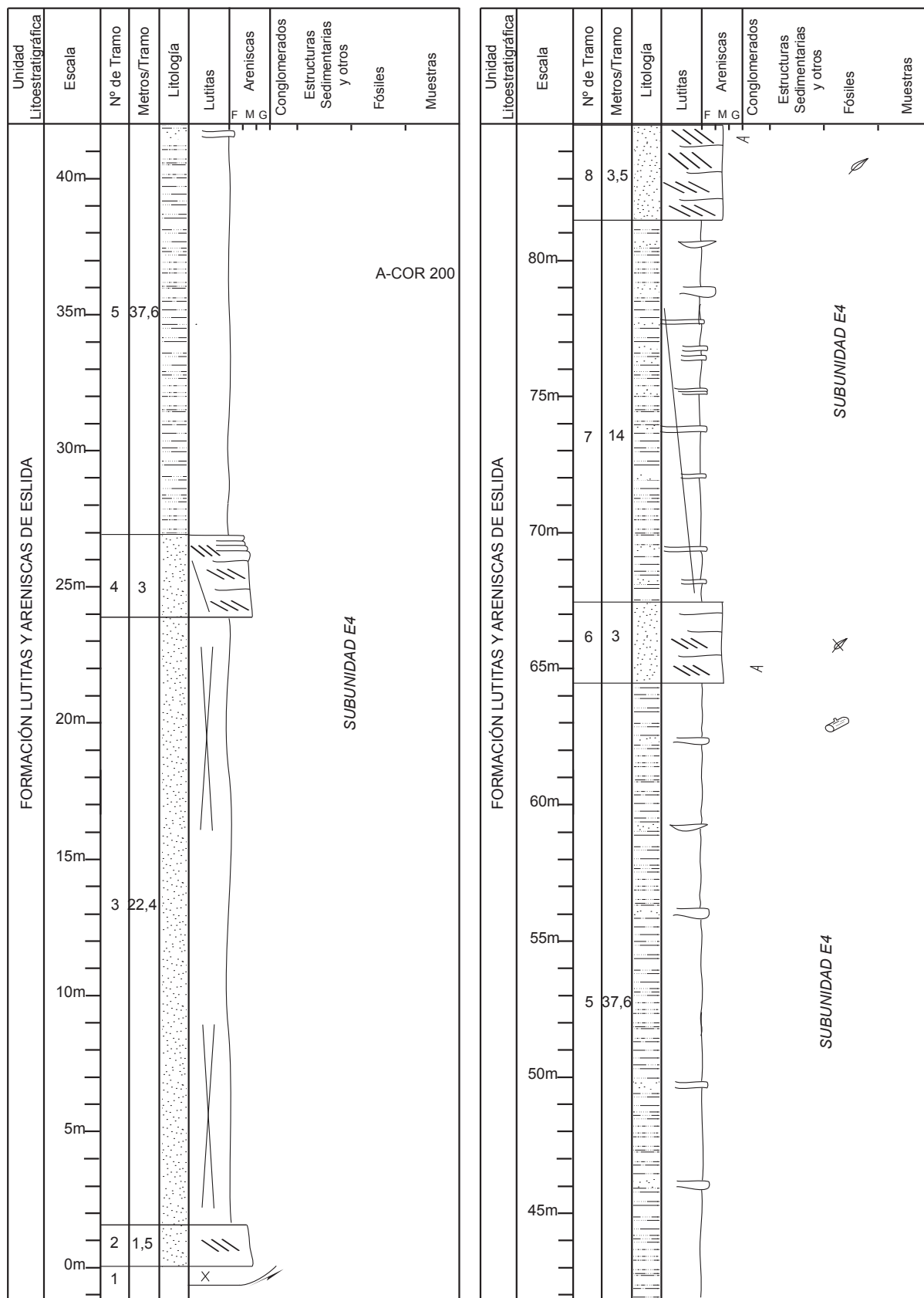


Fig. 3.13: Columna estratigráfica de Corbalán.



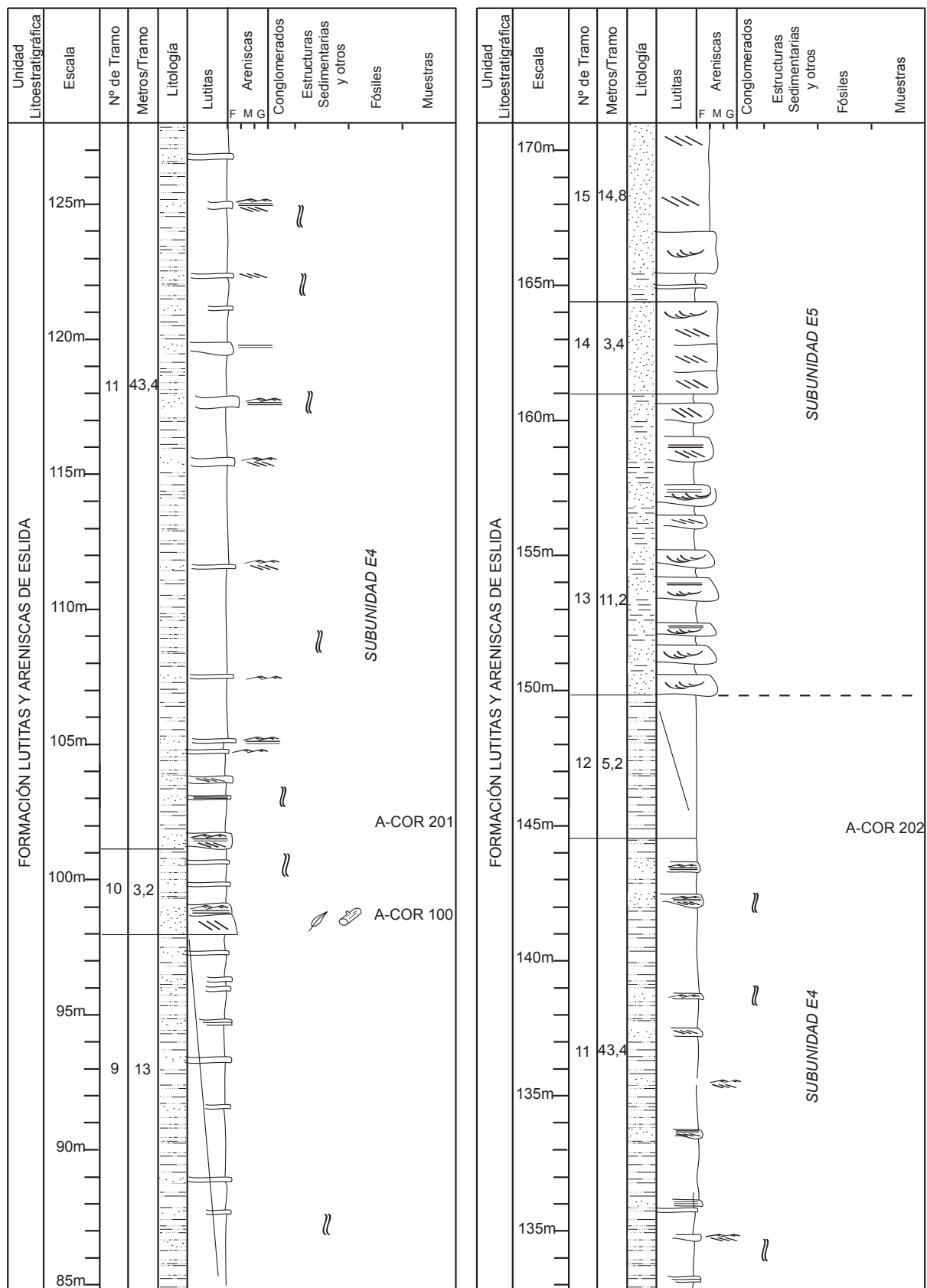


Fig. 3.13: Columna estratigráfica de Corbalán (Continuación).



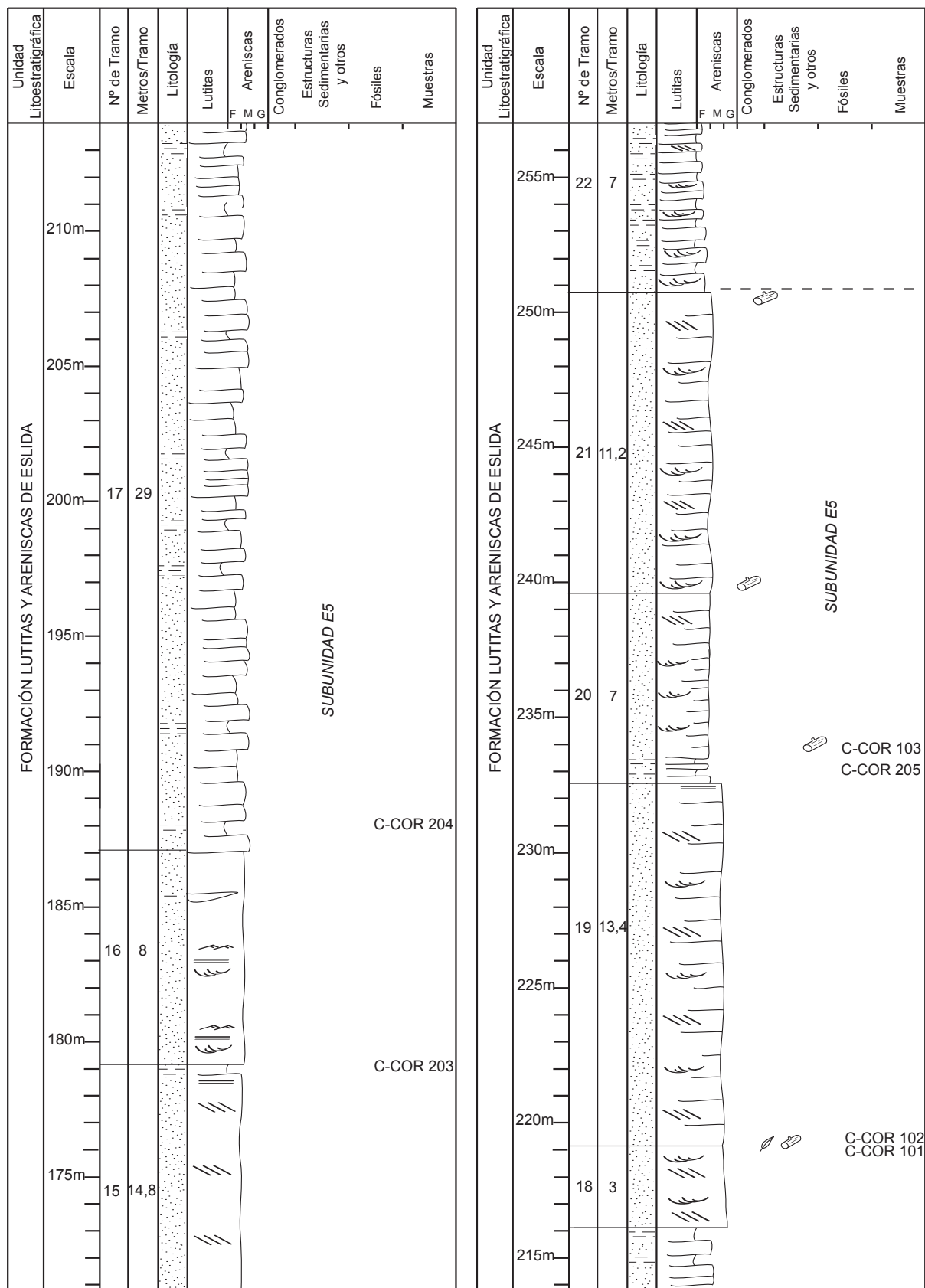


Fig. 3.13: Columna estratigráfica de Corbalán (Continuación).

71

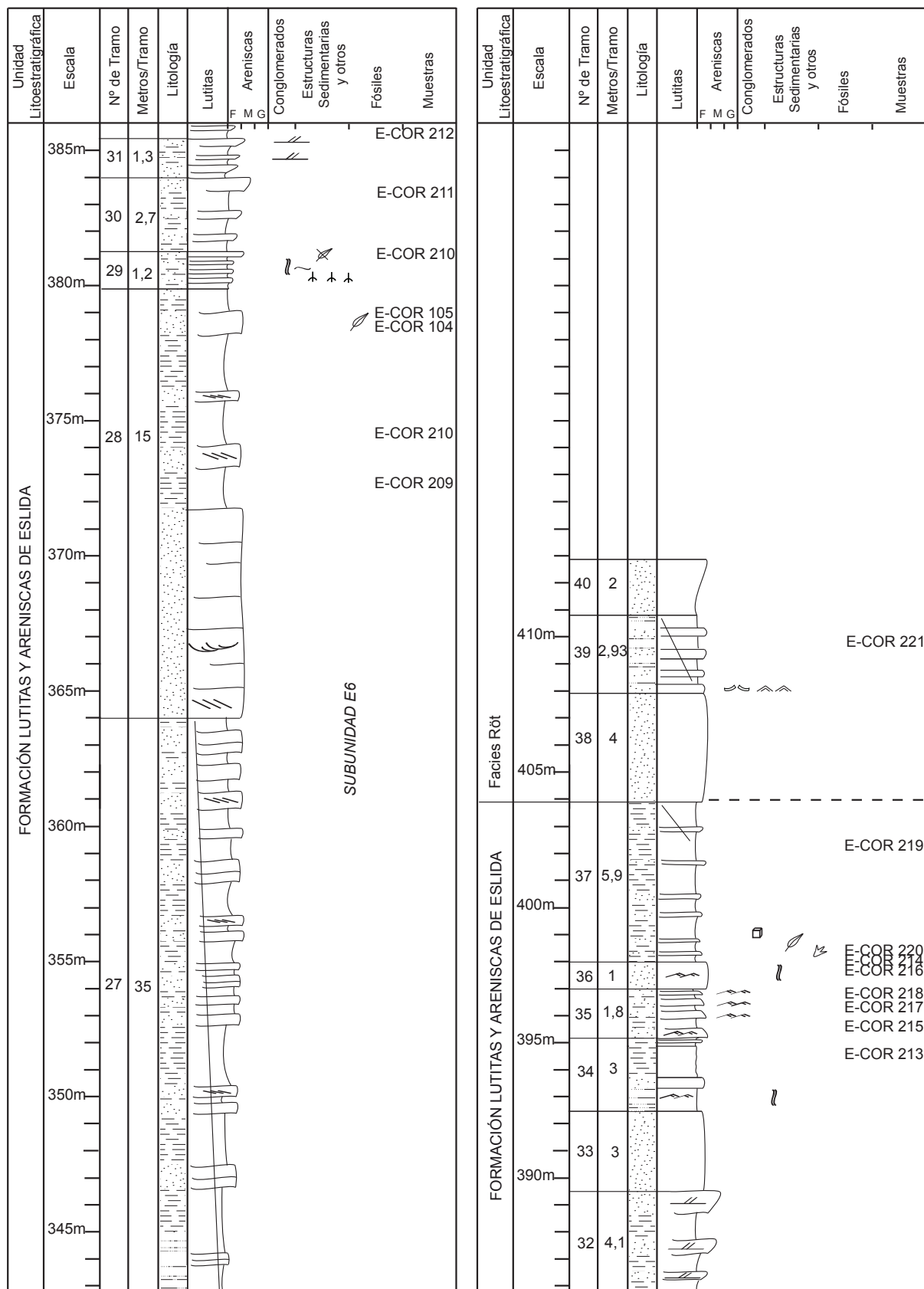


Fig. 3.13: Columna estratigráfica de Corbalán (Continuación).

y grano-decreciente de los niveles. A techo de la subunidad encontramos de forma aislada un incipiente paleosuelo (tramo 29) y restos de plantas. Lo más destacado en estos últimos tramos es la presencia de huellas de tetrápodos que serán descritas y clasificadas más adelante.

A techo de la columna comienzan a aparecer estructuras de tipo teepee y ripples de oscilación que nos marcan el contacto transicional hacia la Formación Marines (facies Röt).

### 3.4.2.3 Descripción de la Columna Montán (Barranco de Mas del Moro)

La siguiente columna ha sido levantada en las proximidades de la localidad de Montán, en la Provincia de Valencia. Hoja (614) de Manzanera. En el Km 14 de la carretera que va desde la localidad de Montán hacia Caudiel, hay una curva pronunciada desde donde sale a la izquierda un sendero de tierra que va siguiendo el Barranco de Mas del Moro. Siguiendo ese sendero en dirección a la localidad Pina de Montalgrao tenemos una desviación a la derecha que nos lleva hacia la ermita de Santa Bárbara, situada en el techo de la Fm. Cañizar (Fig. 3.14). Desde allí bajando por la ladera buscamos el contacto de la base, cuyas coordenadas referidas al meridiano de Greenwich son:

40° 1' 37" N - 0° 37' 40" W, y comenzamos la columna. En ella aparecen representadas tanto la Unidad Valdemeca, la Formación Cañizar, como la Formación Eslida, cuyas descripciones se detallan a continuación (Fig. 3.15).



Fig. 3.14 Vista en campo de las Formaciones Cañizar y Eslida y su contacto con la formación Alcotas.

-Formación Cañizar: El contacto de la base se encuentra cubierto por la vegetación, por lo que no ha podido ser descrito.

-Subunidad C1: Comienza con la Unidad Valdemeca, que en este sector consta de 4,2 m de conglomerados de cantos de cuarcita con un centil de 9 cm, clasto-soportados, ligeramente imbricados, con una dirección de imbricación N 200°. Aparecen dispuestos en niveles de 0,20 m, grano-decrecientes con finos niveles de areniscas de grano grueso entre ellos.

El resto de la Subunidad, está formada por 10,3 m (tramos 2-5) de areniscas de grano medio con tendencia estrato y grano-decreciente. Comienza con niveles de 0,4-0,5 m de areniscas con cantos de cuarcita dispersos, en los que apenas se reconocen estructuras internas, salvo algunas estratificaciones cruzadas planares y de surco, con un nivel aislado de cantos blandos en la parte intermedia. A techo pasa a niveles de arenisca de 0,3-0,4 m de espesor con estratificación cruzada de surco y ripples de corriente a techo.

-Subunidad C2: Consta de 13 m (tramos 6-16) de areniscas de grano medio. La mitad inferior del tramo se caracteriza por niveles de areniscas estrato y grano-decrecientes ente 0,6-0,1 m, con estratificación cruzada planar y de surco en la base del tramo y ripples en la zona





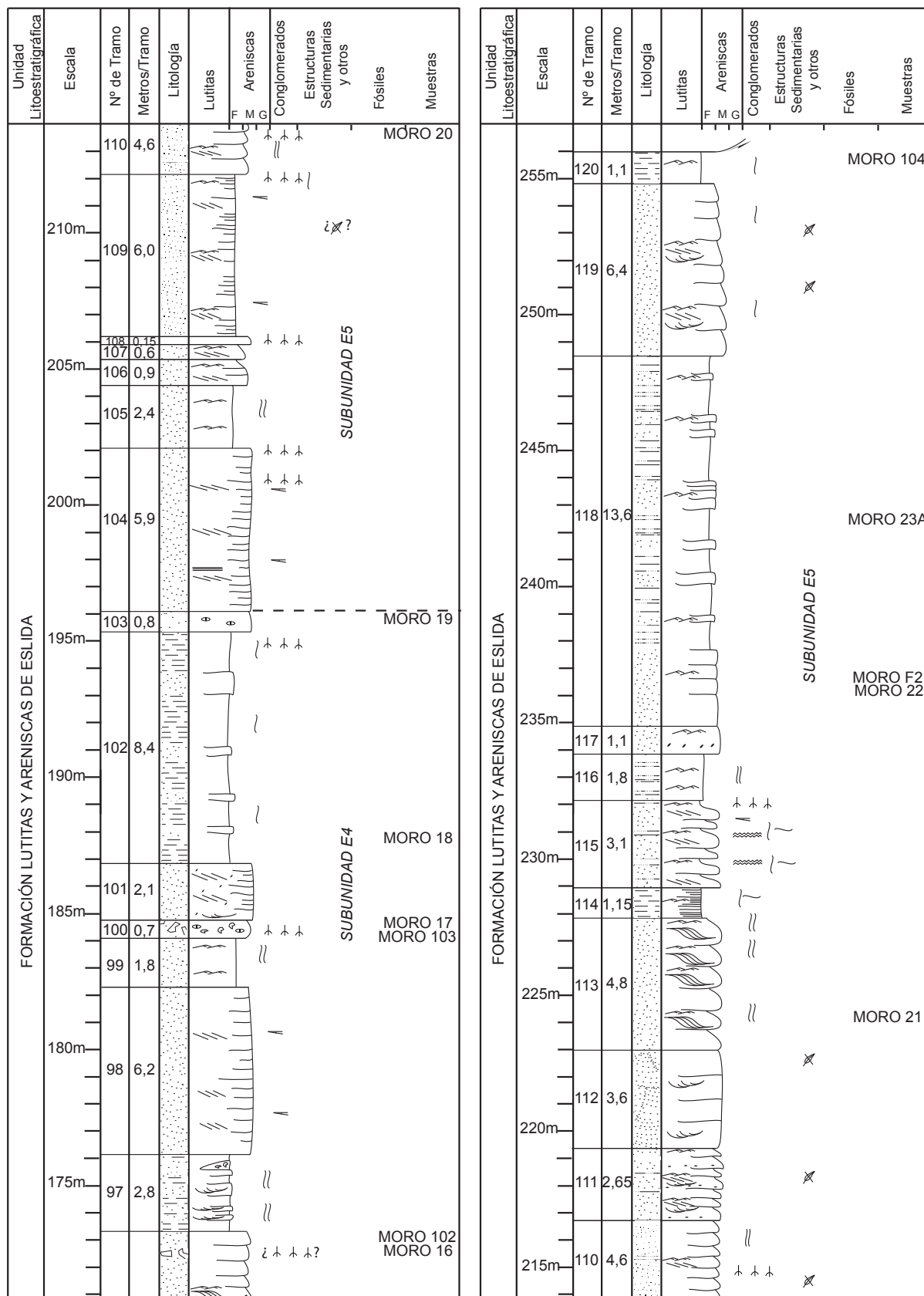


Fig. 3.15: Columna estratigráfica de Montán (Continuación).

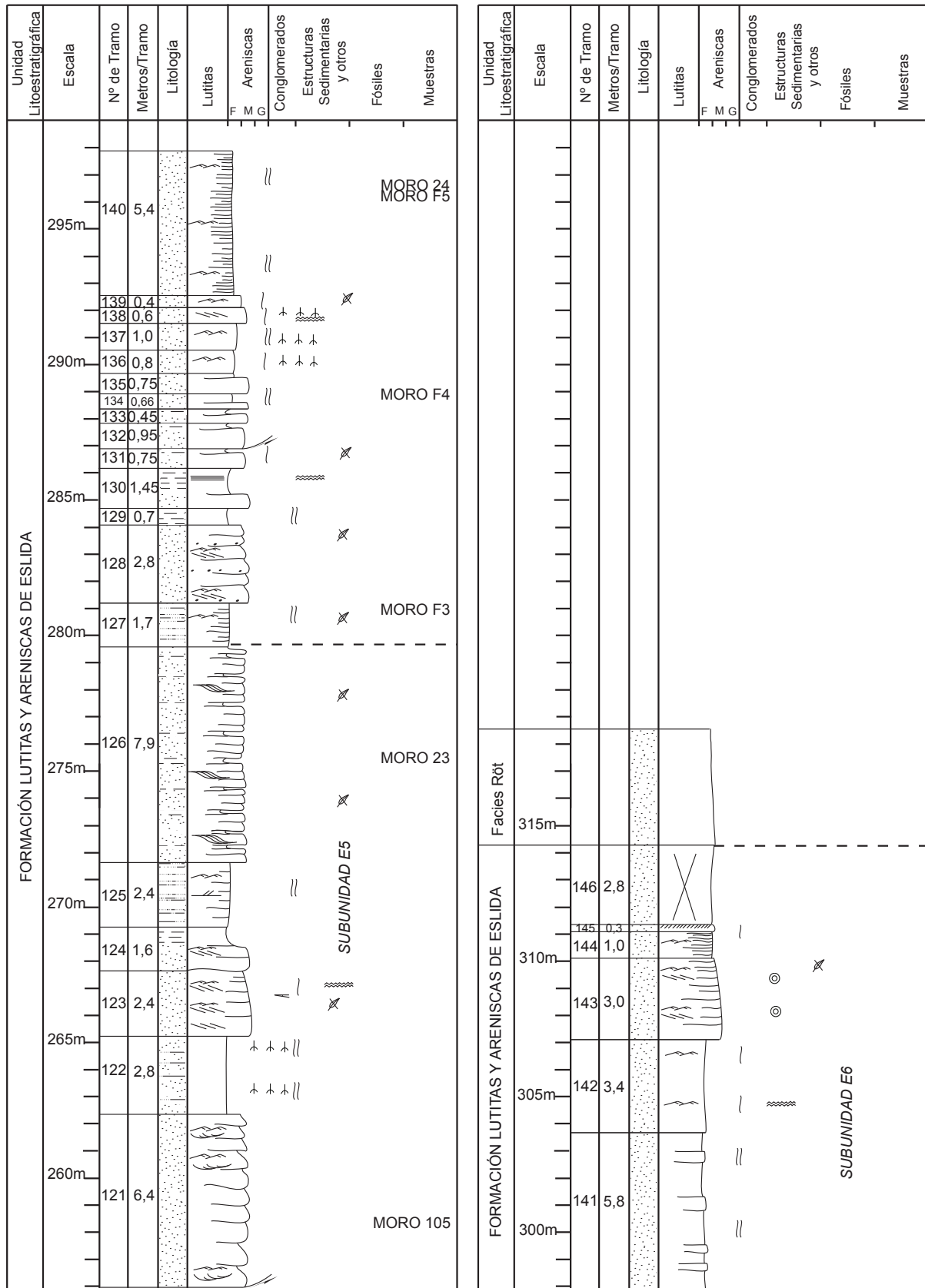


Fig. 3.15: Columna estratigráfica de Montán (Continuación).



media. La mitad superior está formada por niveles más potentes de 0,45-0,5 m de espesor con estratificación cruzada planar predominante. El valor de paleocorriente medido en el tramo 12 es de: N 80°.

-Subunidad C3: (tramos 17-37) La subunidad está constituida por 31,15 m de areniscas de grano medio. Comienza con un importante aumento del tamaño de grano, con dos niveles de 0,35-0,50 m de areniscas de grano medio, con cantos de cuarzo dispersos y estratificación cruzada de surco y planar. En el resto de la subunidad las areniscas están dispuestas en niveles estrato y grano-decrecientes de 0,10-0,50 m de espesor. En la mitad inferior las estructuras predominantes son la estratificación cruzada planar y paralela, con parting lineation y en ocasiones ripples a techo de los niveles, mientras que, en la parte superior, predomina la estratificación cruzada de surco y planar tendidas. Esta subunidad termina con un nivel de arenisca de grano fino de 0,20 m con laminación paralela y con un tramo cubierto de limolitas. La paleocorriente medida en el tramo 25 tiene un valor de: N 60°.

-Subunidad C4: La forman 22,05 m de areniscas (tramos 38-55) de grano medio que se pueden subdividir en dos partes: La parte inferior, formada por niveles entre 0,2-0,7 m de potencia, grano y estrato-decrecientes con estratificación cruzada de surco y planar, predominantes, y ripples de corriente a techo de algunos niveles. En su parte intermedia hay un aumento del tamaño de grano y del espesor de los niveles, que pasan a tener de 0,5-0,7 m de potencia con estratificación cruzada planar. Termina con la parte superior cubierta en la que sólo afloran dos niveles de 0,4 m de areniscas de grano grueso con estratificación cruzada planar.

-Subunidad C5: Está constituida por 10,7 m de areniscas (tramos 56-66) de grano grueso con cantos de cuarcita dispersos. Se presenta distribuida en niveles grano-decrecientes de 0,3 a 0,6 m con estratificación cruzada de surco y planar, y niveles aislados de areniscas de grano fino de poco espesor.

-Subunidad C6: Formada por los tramos 67-77, que suman 10,5 m de areniscas de color rojo y naranja con un importante bandeado, de grano medio-grueso con cantos de cuarcita dispersos distribuidas en niveles de 0,2-0,6 m de espesor con estratificación cruzada de surco y planar de bajo ángulo. En algunos niveles se han podido diferenciar ripples de corriente a techo.

Debido a que las condiciones de afloramiento de la siguiente formación no son las óptimas en este punto, el resto de la columna lo realizamos desplazándonos lateralmente, por el camino inicial en el Barranco de Mas del Moro, llegando a la Masía del Tamborero, hay una desviación hacia la izquierda que asciende por un pronunciado valle. En esta carretera, vuelve a aflorar la Fm. Cañizar, continuamos hasta encontrar el techo y retomamos la columna con la Fm. Eslida.

-Formación Eslida: Se dispone en contacto normal y aparentemente concordante sobre la formación anterior. En esta zona afloran 5 de las 6 subunidades en las que se ha dividido esta formación y cuya descripción se detalla a continuación.

-Subunidad E2: Afloran sólo 6,2 m (tramo 78) de una alternancia de limolitas y areniscas de grano fino dispuestas en niveles de 0,3-0,6 m de espesor, con niveles intercalados más compactos de arenisca de grano fino-medio, de 0,2-0,4 m de potencia y ripples de corriente. Son

muy abundantes las estructuras de bioturbación y los niveles de paleosuelos incipientes.

-Subunidad E3: Consta de 34,55 m (tramos 79-89) en los que predominan las areniscas de grano fino y medio de intenso color rojo, dispuestos en niveles con base plana, de 0,10-0,3 m de espesor. En la parte inferior tienen estratificación cruzada planar muy tendida y ripples de corriente predominantemente, mientras que en la mitad superior tiene como estructuras principales laminación paralela y ripples de corriente. Se encuentran tramos intercalados más lutíticos con niveles más delgados (0,10 m) de limolitas más compactas. En el tramo 82 podemos diferenciar un paleosuelo incipiente, algunas estructuras de tipo parting lineation, y de bioturbación muy dispersas a lo largo de la subunidad. También aparecen los primeros indicios de materia orgánica, pero son restos no identificables.

-Subunidad E4: Está formada por 42,05 m (tramos 90-103) de areniscas con intercalaciones de lutitas. Se diferencia de la subunidad anterior por tener una mayor proporción de niveles lutíticos y de mayor potencia, entre 0,5 y 2 m. Los niveles arenosos son también más potentes, de 0,20-0,60 m con tendencia grano y estrato-decreciente y en algunos casos con niveles de cantos blandos en la base. En la parte inferior predomina la laminación paralela y los ripples. En la parte intermedia la estructura de tipo épsilon muy tendida es la más frecuente, mientras que en la parte superior es la estratificación cruzada planar. A lo largo de esta subunidad también hay estructuras de bioturbación y algunos niveles aislados de paleosuelos incipientes. Lo más destacado es la presencia de varios niveles de aspecto brechoide con abundante carbonato (tramos 96, techo del tramo 97, tramo 100 y 103).

-Subunidad E5: Está constituida por 83,65 m (tramos 104-126) de areniscas de color rojo con algunos niveles verdes intercalados de grano medio y fino, en algunos casos con abundante proporción de arcillas. Se encuentran distribuidas en niveles entre 0,20-0,80 m grano y estrato-decrecientes en los que predominan la estratificación cruzada planar y los ripples de corriente, aunque también podemos encontrar tramos bastante potentes en la parte intermedia y a techo de esta subunidad, con estratificación de tipo épsilon. En el tercio superior hay una pequeña falla muy local en la que apenas apreciamos desplazamiento. En esta subunidad hay abundante bioturbación tanto horizontal como vertical, al igual que hay un importante número de niveles con incipientes paleosuelos y restos de plantas, en la mayor parte de los casos clasificables. En el nivel 118 se han encontrado icnitas de invertebrados que serán clasificadas y estudiadas con más detalle posteriormente (Moro F2).

-Subunidad E6: Engloba los últimos 34,9 m (tramos 127-146). En ella vuelve a haber una mayor alternancia entre lutitas y limolitas, y areniscas de grano medio, con niveles de 0,10-1 m y 0,15-0,40 m respectivamente. Las areniscas se distribuyen en niveles grano-decrecientes con estratificación cruzada planar y ripples de corriente y algunos niveles aislados de cantos blandos. La bioturbación sigue siendo abundante en toda la subunidad, al igual que los restos de materia orgánica, y paleosuelos, pero éstos sólo aparecen en la zona intermedia.

Los últimos metros de la columna se encuentran cubiertos por abundante vegetación. Sobre este tramo cubierto y de forma transicional encontramos la Fm. Marines (facies Röt).

#### 5.4.2.4 Descripción de la Columna de Gátova



Fig. 3.16 Vista en campo de las Formaciones Cañizar (resalte morfológico) y Eslida (más erosionada), y su contacto con las unidades de la facies Muschelkalk (resalte con colores ocres).

La columna se ha levantado en las inmediaciones del pueblo de Gátova (Fig. 3.16), en la provincia de Valencia. Hoja (667) de Villar del Arzobispo. Saliendo del pueblo de Gátova por la carretera CV-25, comenzamos la columna a pie de carretera, en el kilómetro 22. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son:  $0^{\circ} 31' 12'' \text{N}$  -  $39^{\circ} 46' 15'' \text{W}$ . La dirección y el buzamiento de las capas en la base de la columna son: Dirección:  $\text{N } 170^{\circ} \text{ SE}$  y Buzamiento:  $25^{\circ} \text{ SE}$ . En esta columna aparecen representadas dos formaciones, la Fm. Cañizar y sobre ella la Fm. Eslida (Fig. 3.17).

-Formación Cañizar: La base de la columna se dispone en contacto discordante sobre la Formación Alcotas. A

continuación se detalla la descripción de las distintas subunidades reconocidas dentro de cada formación.

-Subunidad C1: Está formada por 13,05 m (tramos 1-5) de areniscas rojas de grano medio dispuestas en niveles de 0,40-1,5 m, grano-decrecientes, con estratificación cruzada de surco, cruzada planar y de forma aislada ripples de corriente a techo de algunos niveles.

-Subunidad C2: (Tramos 6-18). Se dispone concordante sobre la subunidad inferior. Mide 17,05 m y está formada por areniscas de color rojo, de grano medio, dispuestas en niveles de entre 0,4 y 1,3 m con estratificación cruzada planar predominante. A techo se pueden observar estructuras de tipo parting lineation y termina con un nivel de unos 0,10 m de areniscas de grano muy fino. La parte superior de la subunidad está más cementada dando lugar a un resalte morfológico destacado.

-Subunidad C3: (Tramos 19-33). Queda separada de la subunidad inferior por una superficie de reactivación. Consta de 24,95 m de areniscas rojas, de tamaño de grano medio que se distribuyen en niveles que varían de 0,40-2 m de potencia con estratificación cruzada planar predominante en la base de la subunidad, y de surco a techo de la misma. También se encuentran, pero de manera mucho más puntual, niveles con laminación paralela y otros con ripples de corriente a techo. En la base del tramo 21 se ha medido la dirección de paleocorriente obteniéndose un valor de:  $\text{N } 170^{\circ}$ .

-Subunidad C4: El contacto con la subunidad inferior se produce mediante una superficie erosiva y comienza con un nivel de cantos blandos. Está formada por 62,45 m (tramos 34-89) de areniscas de color rojo, de grano medio y grueso que se disponen en niveles de 0,5 y 2 m, bastante más potentes que en las subunidades inferiores, con estratificación cruzada planar de bajo ángulo, en la primera mitad de la subunidad y de alto ángulo en la mitad superior. También

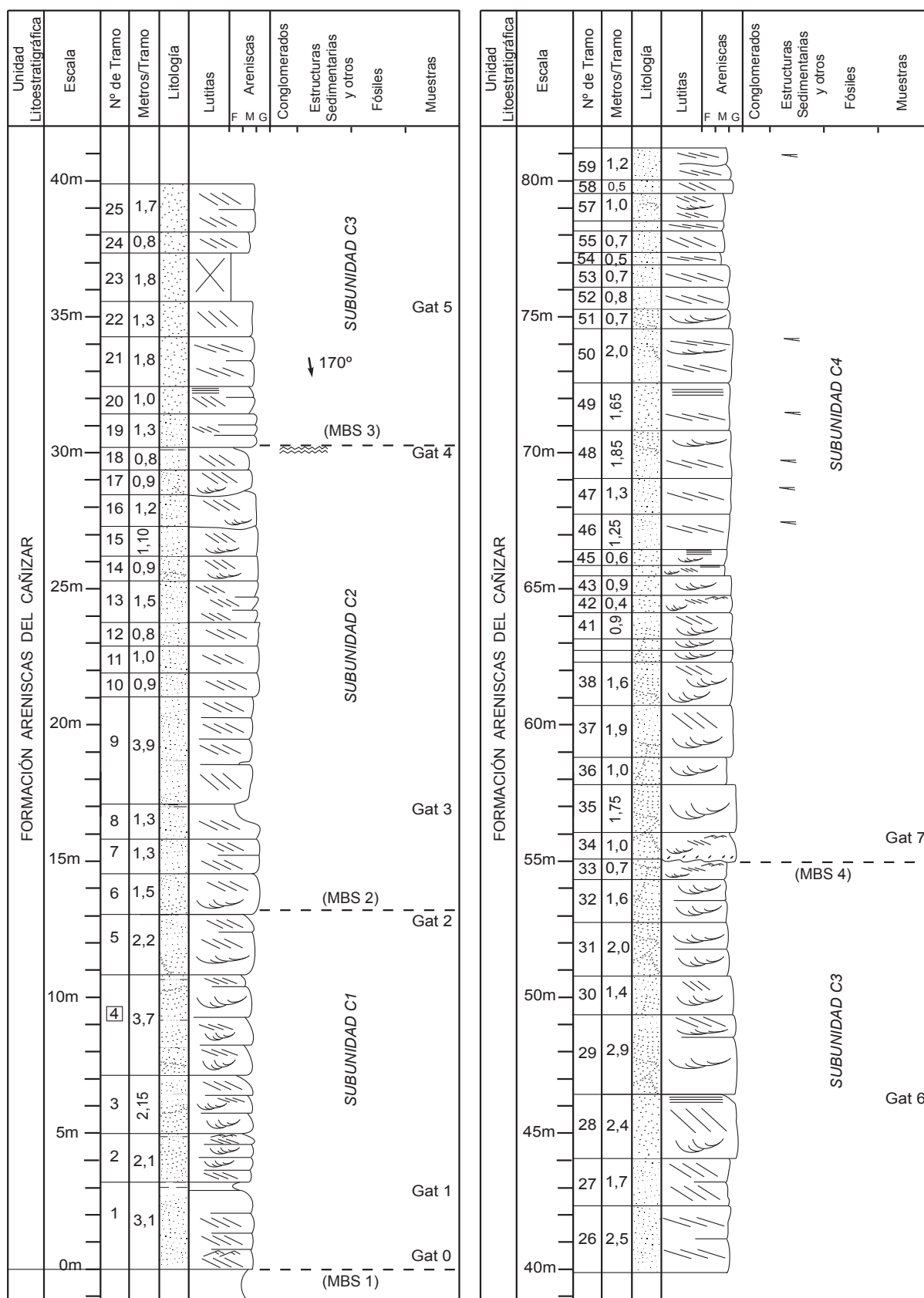


Fig. 3.17: Columna estratigráfica de Gátova.

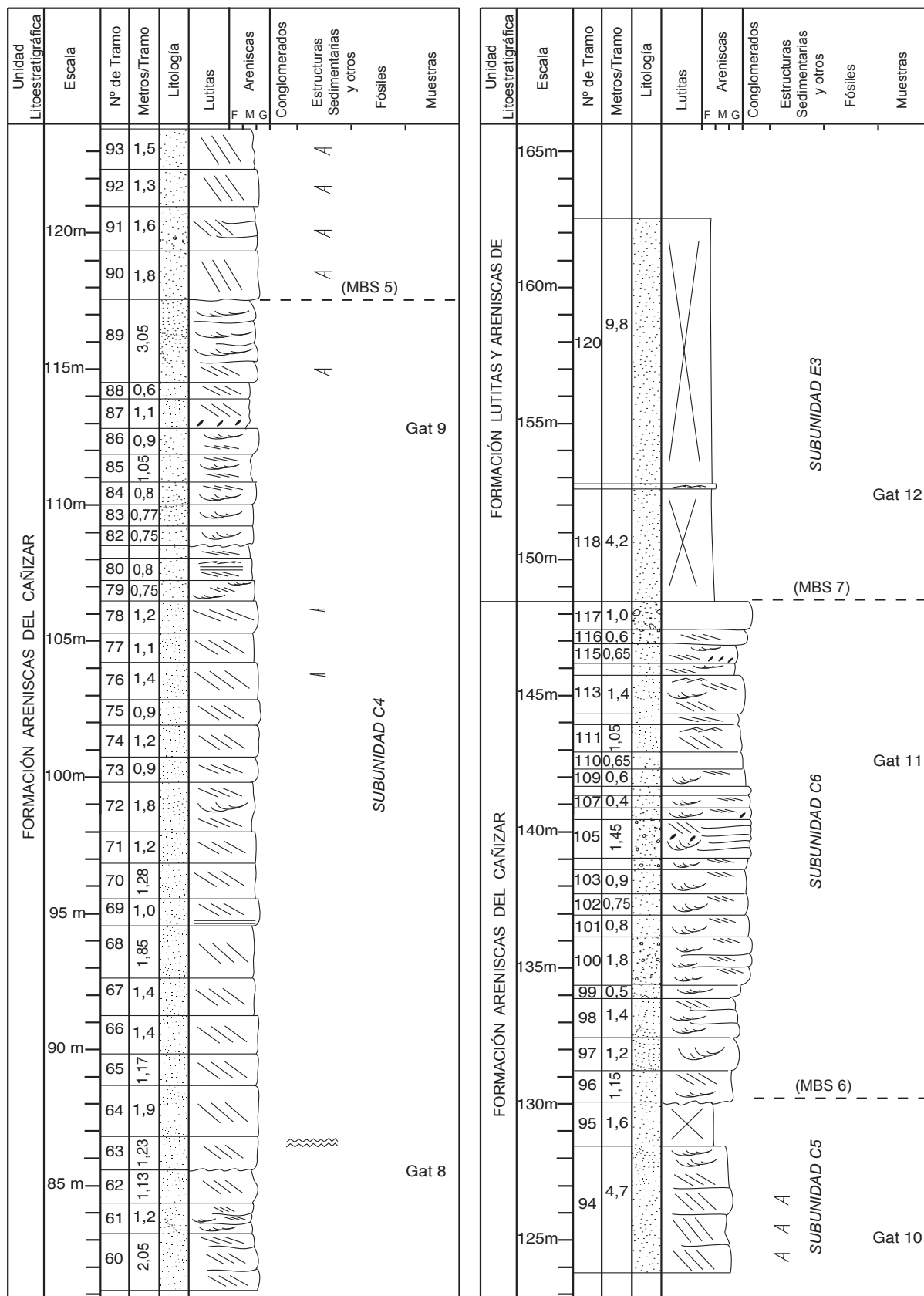


Fig. 3.17: Columna estratigráfica de Gátova (Continuación).

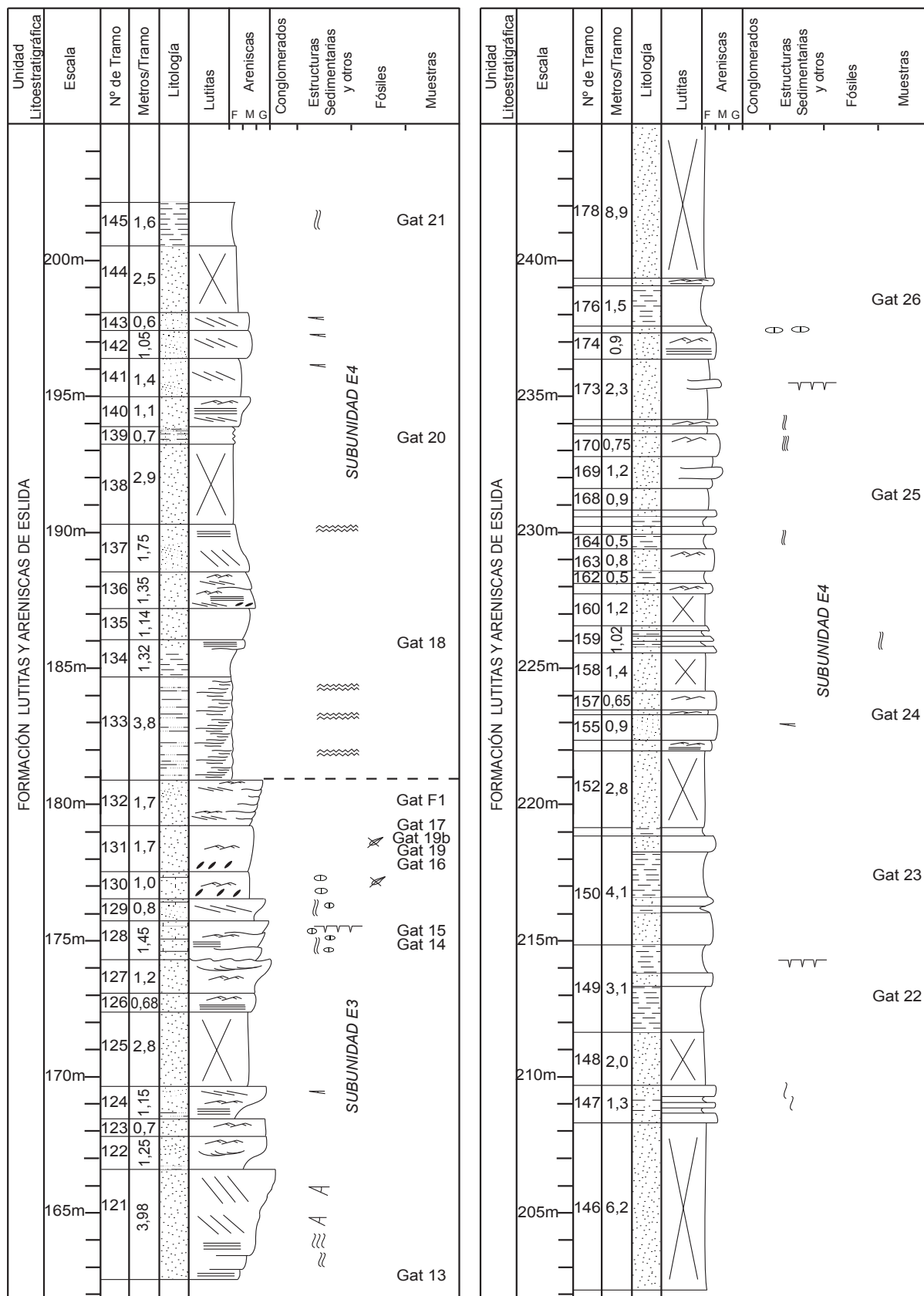


Fig. 3.17: Columna estratigráfica de Gátova (Continuación).



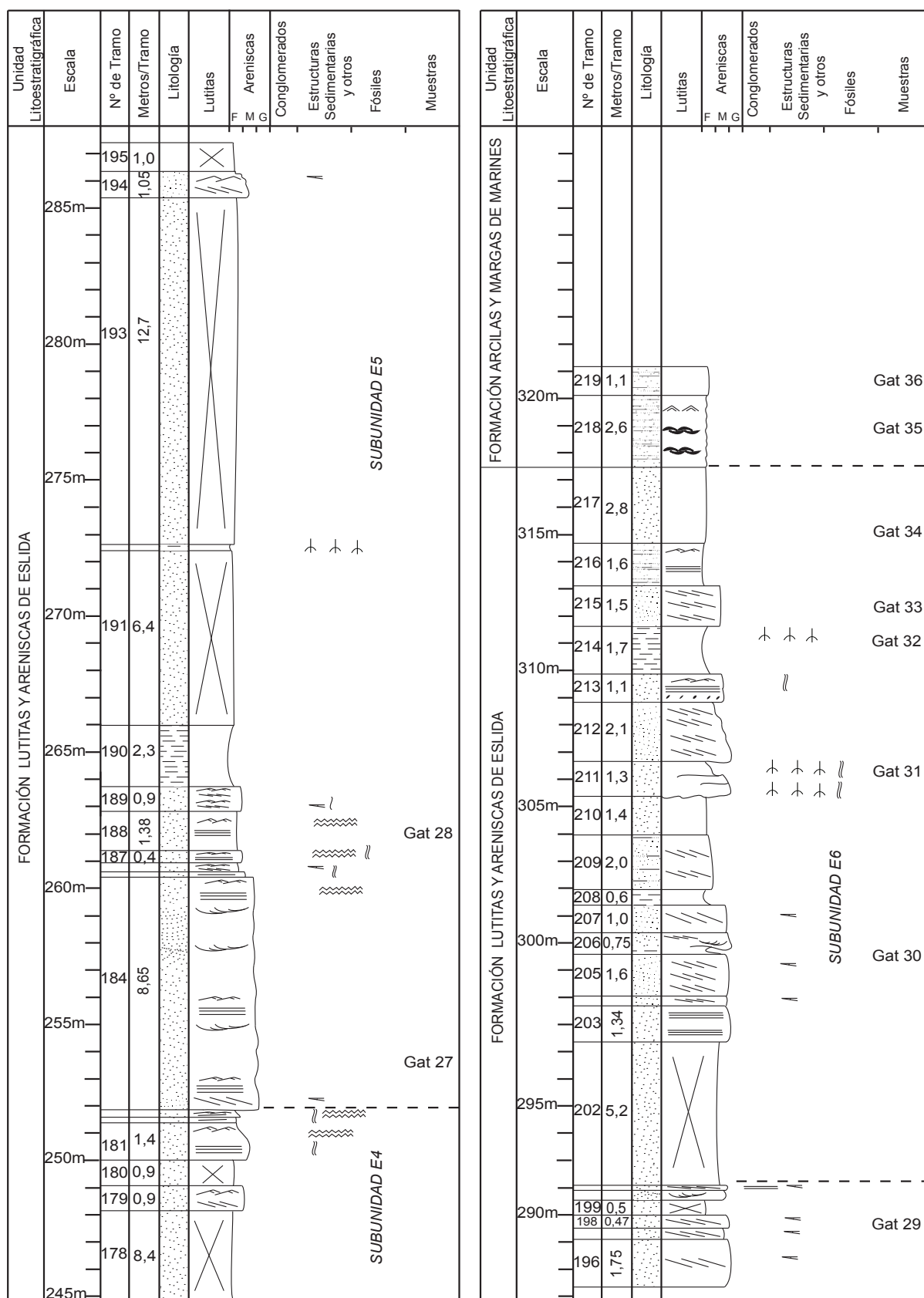


Fig. 3.17: Columna estratigráfica de Gátova (Continuación).



hay niveles con estratificación cruzada de surco predominantemente en la base de la subunidad y niveles aislados con laminación paralela y ripples de corriente a techo.

-Subunidad C5: Comienza con una superficie erosiva. Está constituida por 12,55 m (tramos 90-95) de areniscas rojas muy cementadas, de grano muy grueso, heterométricas con cantos de cuarcita dispersos, dispuestas en niveles entre 0,7 y 1,2 m con estratificación cruzada de planar de alto ángulo.

-Subunidad C6: (Tramos 96-117). Consta de 18,4 m de areniscas de grano muy grueso con cantos de cuarcita dispersos, estratificación cruzada de surco en la base, y planar a techo de los niveles de 0,4-0,9 m. Finaliza con un microconglomerado de un metro de potencia, heterométrico de cantos milimétricos de cuarcita y matriz arenosa, grano-creciente y con estructura masiva o estratificación cruzada de surco apenas distinguible.

-Formación Eslida: El contacto de la Fm. Cañizar con la Fm. Eslida aparece cubierto, pero se observa un importante cambio del tamaño de grano entre una y otra, formación. Dentro de la Formación Eslida se han podido diferenciar las siguientes subunidades:

-Subunidad E3: Está formada por 32,6 m (tramos 118-132) de areniscas rojas de grano fino, medio y grueso dispuestas en niveles grano y estrato-crecientes con laminación paralela y ripples de corriente como estructuras predominantes. También podemos encontrar niveles con estratificación cruzada planar y de surco de forma más aislada. A techo de esta subunidad aparecen nódulos carbonáticos e incipientes niveles de paleosuelos. Cabe destacar, también a techo, la presencia de los primeros niveles de bioturbación y restos de plantas, junto con huellas de invertebrados (Gat F1).

-Subunidad E4: Comienza con una importante disminución en el tamaño de grano respecto a la subunidad anterior. Consta de 70,95 m (tramos 133-183) de areniscas de color rojo, de grano medio-fino, con abundantes intercalaciones de lutitas también de color rojo, de 0,10-1,6 m de espesor, que van desapareciendo a techo de la subunidad. Los niveles de areniscas, de 0,15-1,5 m de potencia, tienen como estructuras predominantes estratificación cruzada planar de bajo ángulo, laminación paralela y ripples de corriente. También encontramos estructuras de tipo parting lineation, niveles de cantos blandos, paleosuelos y abundante bioturbación a lo largo de toda la subunidad.

-Subunidad E5: Está constituida por 39,15 m (tramos 184-201) de areniscas de color rojo, de tamaño de grano fino-medio y de lutitas rojas, aunque gran parte del tramo aparece cubierto. Los niveles lutíticos son menos abundantes que en la subunidad inferior pero más potentes, llegando hasta los 2 m. Los niveles de arenisca varían entre 0,10 y 0,50 m, con estratificación cruzada planar de bajo ángulo, laminación paralela y ripples de corriente. De forma aislada, concentradas en la base del tramo, aparecen estructuras de tipo parting lineation. Hay abundante bioturbación a lo largo de toda la subunidad e indicios de paleosuelos.

-Subunidad E6: Está constituida por 27,4 m (tramos 202-217) de areniscas de color rojo, de tamaño de grano fino y medio de 0,4-0,9 m de espesor, con niveles de lutitas rojas intercalados de 0,6-1 m. Los niveles de arenisca tienen estratificación cruzada planar de bajo ángulo, laminación paralela y ripples de corriente a techo. Hay abundante bioturbación en la parte media de la subunidad junto con la formación de incipientes paleosuelos.

Sobre el techo de esta subunidad se deposita en contacto concordante y transicional la Formación Marines (facies Röt), a partir de la cual comienzan a verse otro tipo de estructuras como ripples de oscilación y laminación flaser.

#### 3.4.2.5 Descripción de la Columna de Alfondeguilla

La columna se ha levantado en las inmediaciones de la localidad de Alfondeguilla (provincia de Castellón). Hoja (640) de Segorbe. Saliendo de esta localidad en dirección NNE por un camino de tierra, vamos siguiendo el valle hasta encontrarnos con el Barranco de Eslida donde se bifurca el camino. Levantamos la columna en el monte que queda entre este barranco y el valle donde se encuentra la Fuente del Cañaret. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 39° 51'14''N - 0°15'11''W.



Fig. 3.18: Vista en campo de la Formación Cañizar en la localidad de Alfondeguilla.

En esta localidad aparecen representadas la Formación Cañizar, (en la parte inferior) (Fig. 3.18) y concordante sobre ella la Formación Eslida (Fig. 3.19).

Toda la columna (Fig. 3.20) está afectada por venas de cuarzo que atraviesan las diferentes formaciones, y en algunas zona se puede apreciar cierta esquistosidad.

-Formación Cañizar: La base se dispone en contacto discordante sobre la Formación Alcotas de edad pérmico.

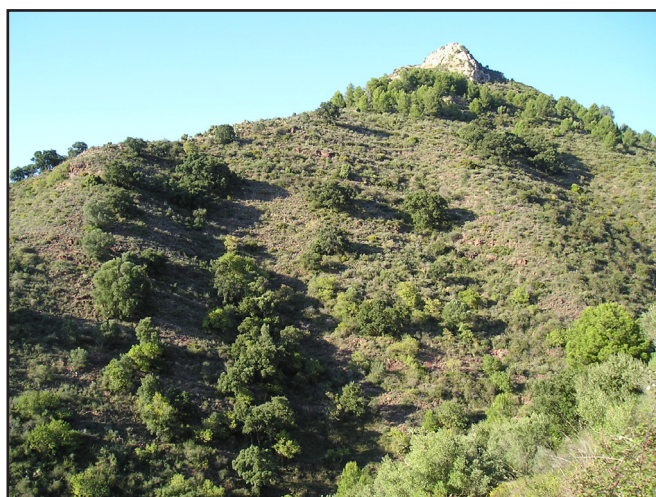


Fig. 3.19: Vista en campo de las Formación Eslida y su contacto con las unidades de la facies Muschelkalk en la localidad de Alfondeguilla.

-Subunidad C1: Está formada por 19,9 m de areniscas (tramos 1-7) de color rojo que van desde grano medio grueso con cantos dispersos, hasta areniscas de grano medio. La tendencia general de la subunidad es estrato y grano-decreciente, con niveles que oscilan entre 0,10 y 0,40 m con estratificación cruzada de surco, cruzada planar y en algunos casos con ripples a techo. La dirección de paleocorriente medida en el tramo 5 es de: N 180°.

-Subunidad C2: Engloba los tramos 8-11. Son 12,9 m de areniscas de color rojo, de grano medio y grueso distribuidas en niveles grano y estrato-crecientes en la parte inferior de la subunidad, y gra-

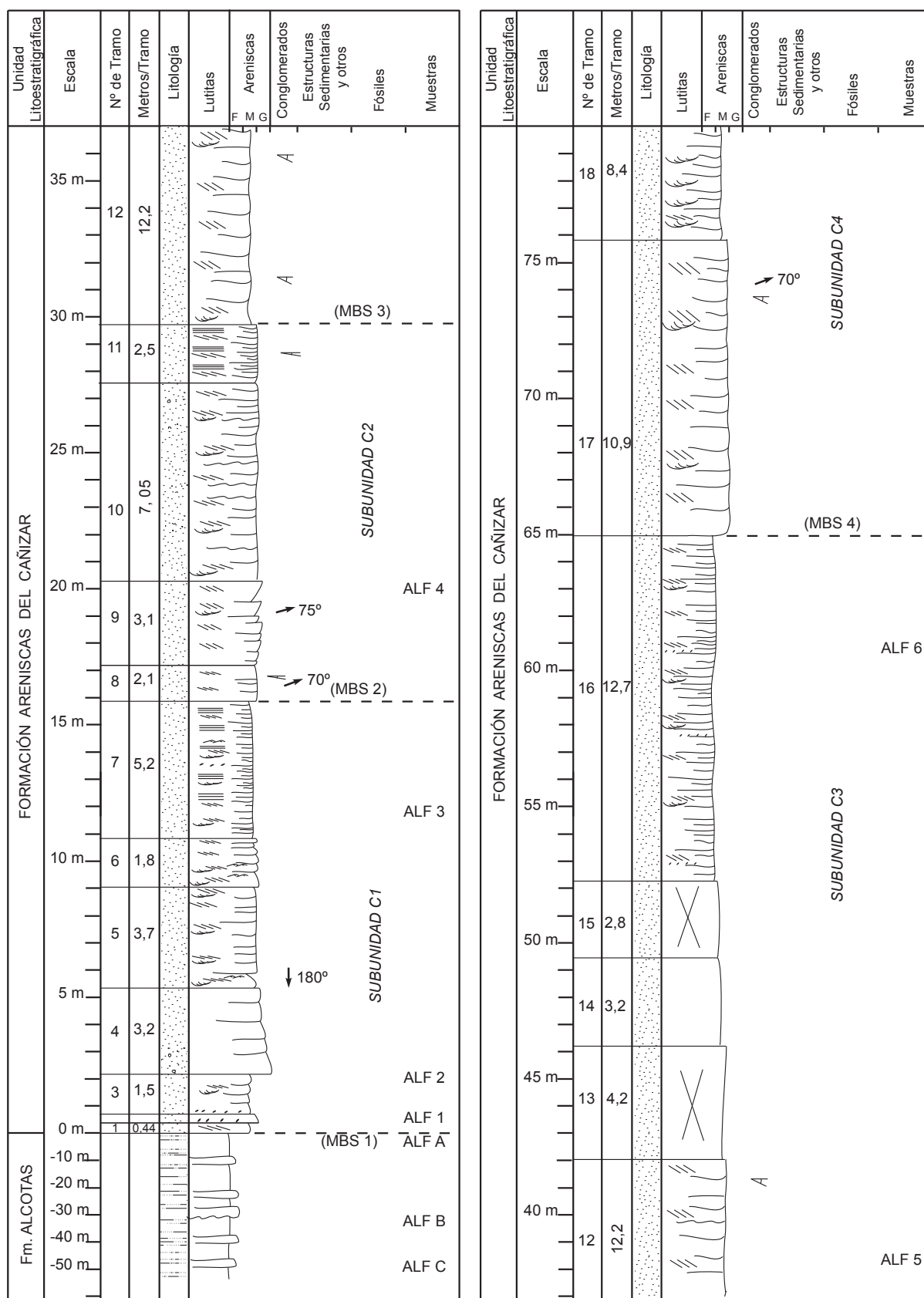


Fig. 3.20: Columna estratigráfica de Alfondeguilla.

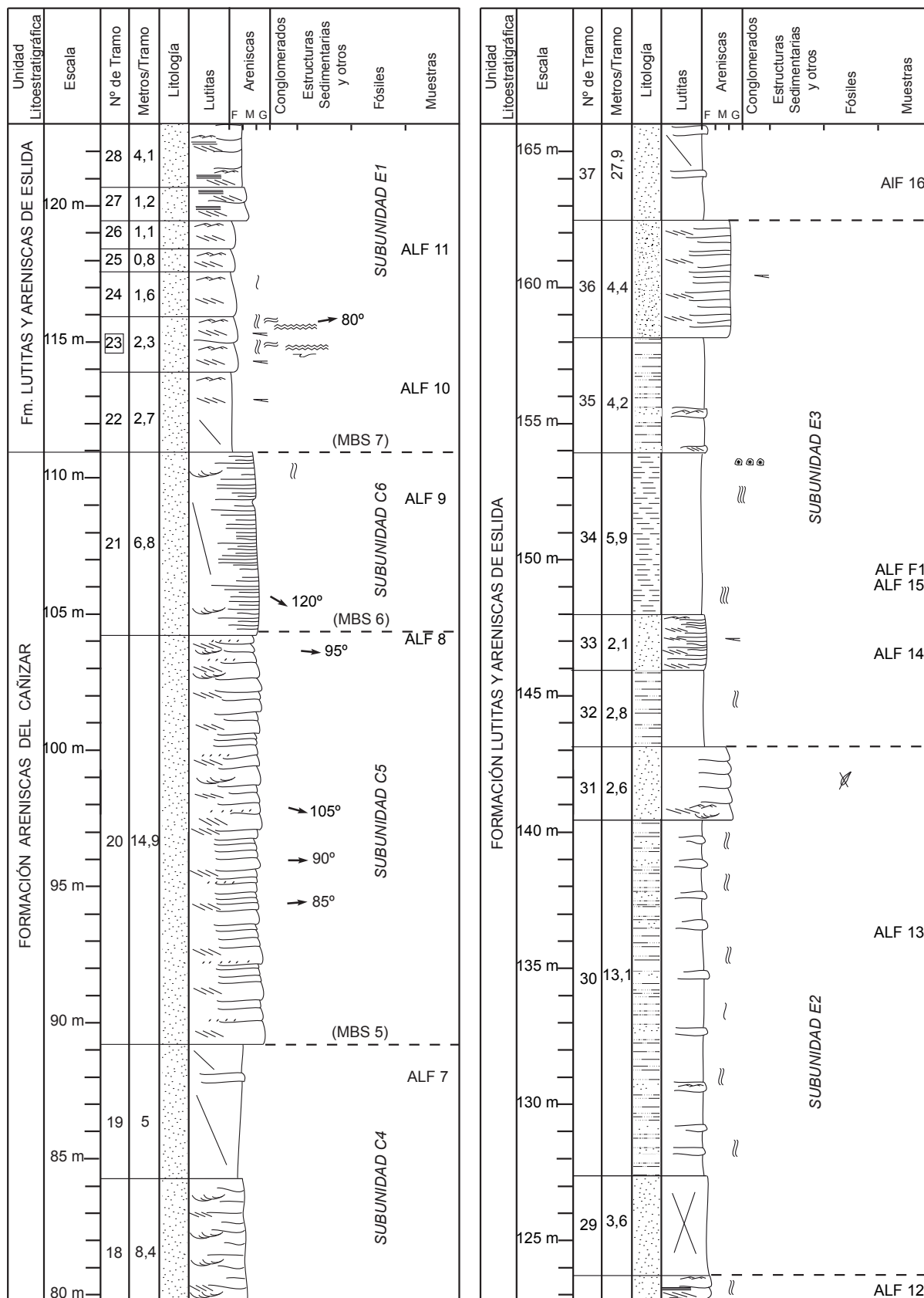


Fig. 3.20: Columna estratigráfica de Alfondeguilla (Continuación).

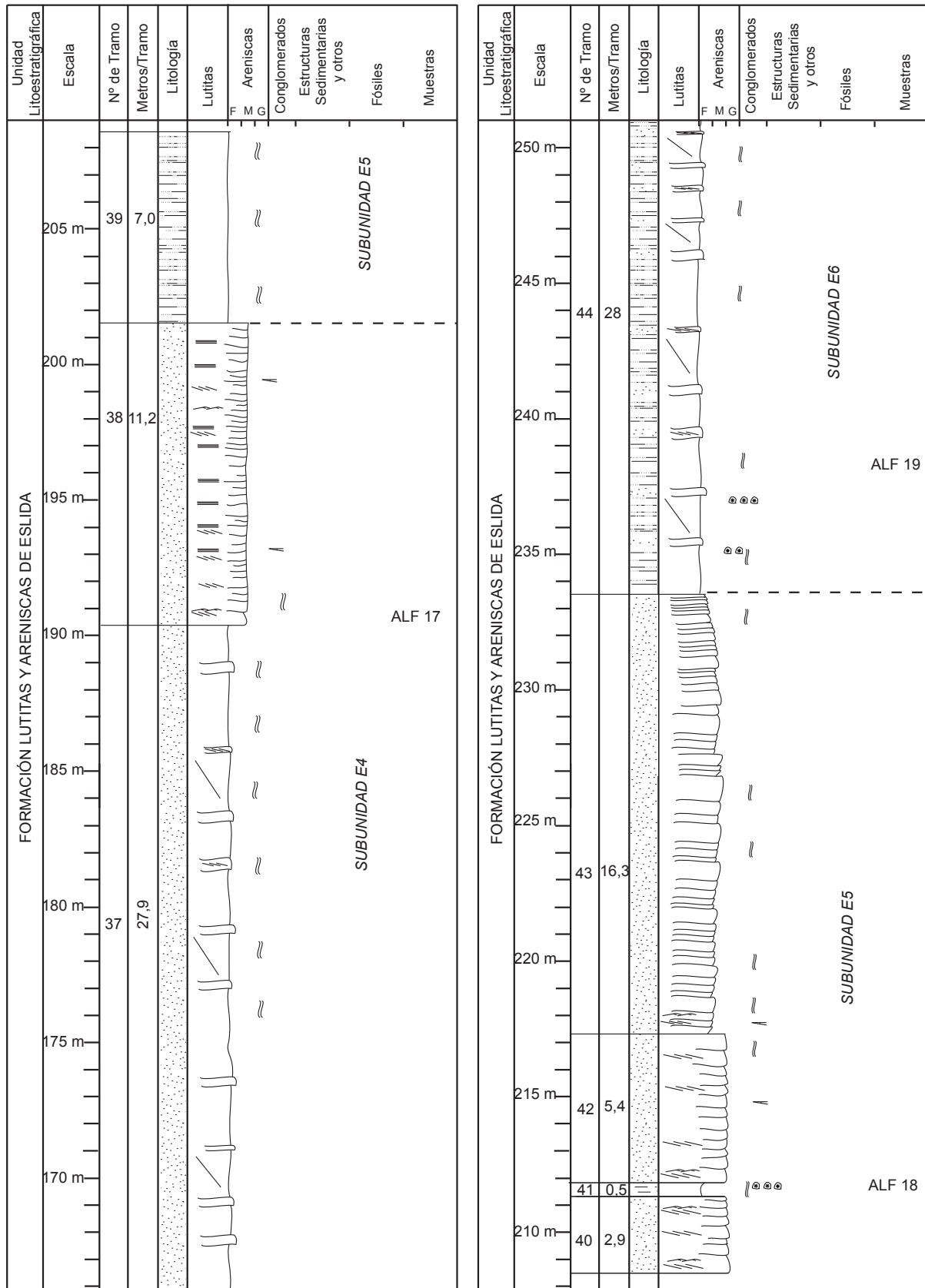


Fig. 3.20: Columna estratigráfica de Alfondeguilla (Continuación).



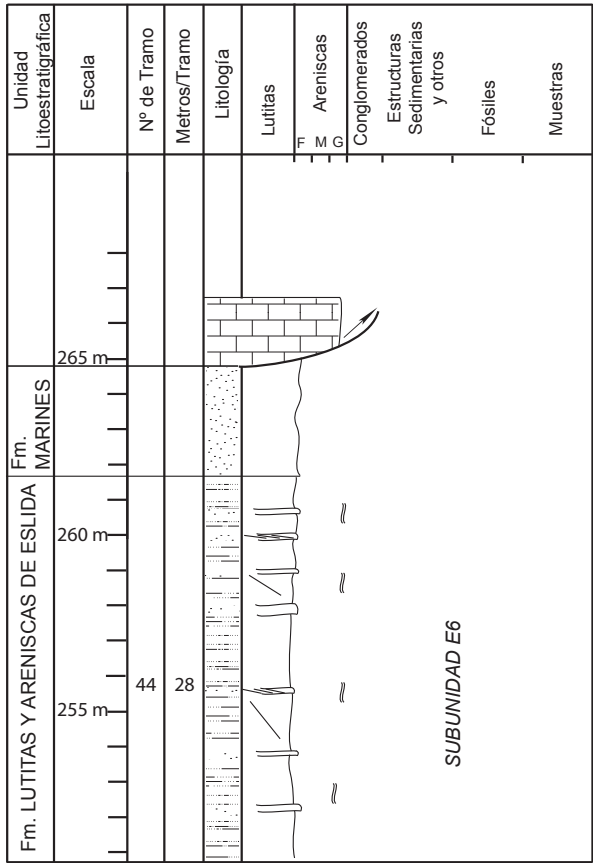


Fig. 3.20 Columna estratigráfica de Alfondeguilla (Continuación).

con estratificación cruzada planar predominante y los 0,40 m en la parte superior, con estratificación cruzada de surco fundamentalmente. La dirección de paleocorriente medida en el tramo 17 es N 70°. La parte superior del tramo en contacto con la siguiente subunidad aparece cubierta.

-Subunidad C5: 14,9 m de areniscas (tramo 20) de color rojo-anaranjado, de grano grueso dispuestas en niveles grano y estrato-decrecientes de 0,4-0,8 m de potencia con estratificación cruzada planar fundamentalmente y niveles dispersos de cantos blandos. Se han medido varias direcciones de paleocorrientes a lo largo del tramo obteniéndose los siguientes valores: N 85°, N 90°, N 105° y N 95°.

-Subunidad C6: Se encuentra semicubierta. Está formada por 6,8 m de areniscas (tramo 21) de color rosa, de tamaño de grano medio-grueso. Se reconocen niveles de poca potencia, entre 0,10 y 0,20 m con estratificación cruzada de surco. Aparecen los primeros indicios de bioturbación. El valor obtenido de la paleocorriente medida en este tramo es de: N 120°.

-Formación Eslida: El aforamiento de esta unidad no es bueno debido a la abundante vegetación que la cubre, sin embargo, se han podido distinguir las 6 subunidades en las que está dividida.

-Subunidad E1: La unidad comienza con una importante reducción del tamaño de grano respecto a la formación inferior. Consta de 12,9 m (tramos 22-28) de areniscas de color rojo,

no y estrato-decrecientes en la parte superior, con una potencia entre 0,15 y 0,80 m. En ellos predomina la estratificación cruzada planar y en menor medida la de surco. A techo de la subunidad hay abundantes niveles con laminación paralela. Las direcciones de paleocorrientes medidas en los tramos 8 y 9 dan unos valores de: N 70° y N 75°, respectivamente.

-Subunidad C3 (Tramos 12-16): Está constituida por 35,15 m de areniscas de color rojo de grano medio y medio-fino. Se disponen en niveles de 0,40 y 0,80 m en la parte inferior con estratificación cruzada planar de alto ángulo y en la parte superior en niveles de entre 0,30 y 0,40 m de potencia con estratificación cruzada de surco y planar, y cantos blandos dispersos. La tendencia general de la subunidad es estrato y grano-decreciente.

-Subunidad C4: Comienza con un importante aumento en el tamaño de grano respecto a la subunidad inferior. Consta de 26,3 m de areniscas (tramos 17-19) de grano grueso y medio, grano y estrato-decreciente. Los niveles varían entre 0,80-1 m en la parte inferior,

de grano fino y medio, distribuidas en niveles grano-decrecientes. Los niveles tienen potencias de 0,80-1,10 m con estratificación cruzada planar y ripples a techo. En algunos niveles también encontramos laminación paralela a techo. Hay abundante bioturbación tanto vertical como horizontal a lo largo de toda la subunidad, además de estructuras de tipo parting lineation y marcas de arrastre. La paleocorriente medida en la base (tramo 23) tiene una dirección de: N 80°.

-Subunidad E2: Está formada por 19,3 m de areniscas y lutitas de color rojo (tramos 29-31). La parte inferior aparece cubierta. La mayor parte del tramo está constituida por un tramo semicubierto de areniscas de grano muy fino con abundante arcilla, con niveles intercalados más compactos de areniscas de grano fino en las que en algunos casos pueden distinguirse ripples de corriente y abundante bioturbación. La parte superior está formada por areniscas de grano medio dispuestas en niveles de 0,4-0,6 m de potencia, grano y estrato-decrecientes con cantos blandos en la base, estratificación cruzada de surco, cruzada planar y ripples a techo. Aparecen también los primeros indicios de restos de plantas.

-Subunidad E3: Consta de 17,4 m (tramos 32-36) de lutitas y areniscas. Los dos tercios inferiores de la subunidad se encuentran semicubiertos y están formados por lutitas de color rojo vino con abundante bioturbación y alteraciones por procesos de oxidación reducción que dan tonos verdosos. También encontramos niveles de areniscas de grano fino más compactos de 0,10-0,30 m de potencia, con estratificación cruzada planar muy tendida y ripples de corriente. El tercio superior lo constituyen areniscas de grano medio en niveles grano-decrecientes de 0,20-0,30 m de espesor con estratificación cruzada planar de bajo ángulo. En el tramo 34 cabe destacar la presencia de huellas de invertebrados (ALF-F1), que serán descritas más adelante.

-Subunidad E4: Constituida por 39,05 m de areniscas de color naranja (tramos 37-38). Los dos tercios inferiores están formados por un tramo semicubierto de areniscas de grano muy fino con abundante bioturbación, entre las que se pueden diferenciar niveles de 0,1 m de arenisca más compactos con ripples de corriente. El tercio superior está formado por areniscas de grano medio dispuestas en niveles de 0,2-0,4 m de potencia, grano-decrecientes con estratificación cruzada planar de muy bajo ángulo y laminación paralela.

-Subunidad E5: Está formada por los tramos 39-43, que suman 32 m de areniscas de color naranja. Comienza con un tramo de tamaño de grano muy fino con abundante bioturbación. Sobre él se depositan areniscas de grano grueso, distribuidas en niveles grano-decrecientes de 0,20-0,40 m con estratificación cruzada planar y algunos con ripples a techo. Finalmente, la subunidad termina con un conjunto de niveles de areniscas de grano medio, grano y estrato-decrecientes, de 0,15-0,9 m de espesor. En los últimos metros se invierte nuevamente la tendencia, volviendo a ser, grano y estrato-decrecientes. En esta zona superior también hay abundantes niveles de bioturbación y zonas decoloradas por procesos de oxidación reducción.

-Subunidad E6: Se trata de un tramo semicubierto por abundante vegetación, formado por 28,1 m (tramo 44) de niveles de areniscas rojas de grano muy fino, entre los que destacan intercalaciones de niveles centimétricos de areniscas de grano fino más compactos, con estratificación cruzada planar. Sigue habiendo abundante bioturbación y zonas de oxidación-reducción en la base de la subunidad. Sobre ella, en contacto transicional, se dispone la Formación Marínes (facies Röt).



### 3.4.2.6 Descripción de la Columna de Benicassim

La siguiente columna ha sido realizada en las inmediaciones de la localidad de Benicassim, provincia de Castellón. Hoja (616) Villafamés. Por la carretera CV-147 nos dirigimos hacia el Desierto de Las Palmas (Fig. 3.21). Subiendo en dirección a la Ermita de Santa Teresa, dejamos el coche sobre el Km 12 y vamos subiendo a pie hacia las Agujas de Santa Águeda, buscando el contacto entre la Fm. Alcotas y la Fm. Cañizar para comenzar la columna. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 40° 4' 31''N - 0° 3' 1''E y la dirección y buzamiento de las capas es: Dirección: N 30° E y Buzamiento: 45° SE.



Fig. 3.21: Vista en campo de la Formación Cañizar en la localidad de Benicassim.

En esta sección aparecen representadas dos formaciones, la Formación Cañizar y sobre ella, la Formación Eslida. La base de la columna se dispone discordante sobre la Formación Alcotas, mediante una superficie erosiva. La descripción de las distintas subunidades de cada formación se detalla a continuación (Fig. 3.22).

-Formación Cañizar: En esta zona esta formación tiene unas características sedimentológicas algo diferentes al resto de las columnas descritas más al oeste. Por ello no se ha podido establecer la separación entre las 6 subunidades descritas por López-Gómez y Arche (1993) como en los casos anteriores. Debido a este motivo hemos dividido la columna en otra serie de subdivisiones más acorde con sus características litológicas y sedimentológicas cuya justificación quedará expuesta más adelante. Su descripción se detalla a continuación.

-Tramos 1-15: Constan de 22,1 m de areniscas de color rojo, de grano medio y grueso, que se organizan en niveles grano-decrecientes de 0,4-1,5 m, con estratificación cruzada de surco y sobre ella estratificación cruzada planar. En algunos casos ripples de corriente a techo y abundantes cantos blandos. En el tramo 10 y a techo del tramo 15 encontramos zonas de tono verdoso asociadas a procesos de oxidación-reducción. Se ha medido la dirección de paleocorriente en el tramo 3, obteniéndose un valor de: N 120°.

-Tramos 16-29: Comienzan con una superficie erosiva y constan de 22,10 m de areniscas de color blanco rosáceo, en general, con un moteado más oscuro de color anaranjado. Son de grano medio y medio-grueso y se pueden agrupar en niveles de 0,20-1,3 m, con estratificación cruzada de surco y estratificación cruzada planar de bajo ángulo fundamentalmente, aunque en la parte superior de manera puntual puede ser de alto ángulo. De forma aislada se conservan a techo de algunos niveles ripples de corriente y hay abundantes cantos blandos. Puntualmente encontramos niveles de 0,10 m de espesor, de areniscas de grano muy fino, de color rojo.

-El conjunto de tramos 30-43 queda separado del anterior mediante una base erosiva. Está formado por 30,3 m de areniscas de tamaño de grano medio, de color blanquecino con

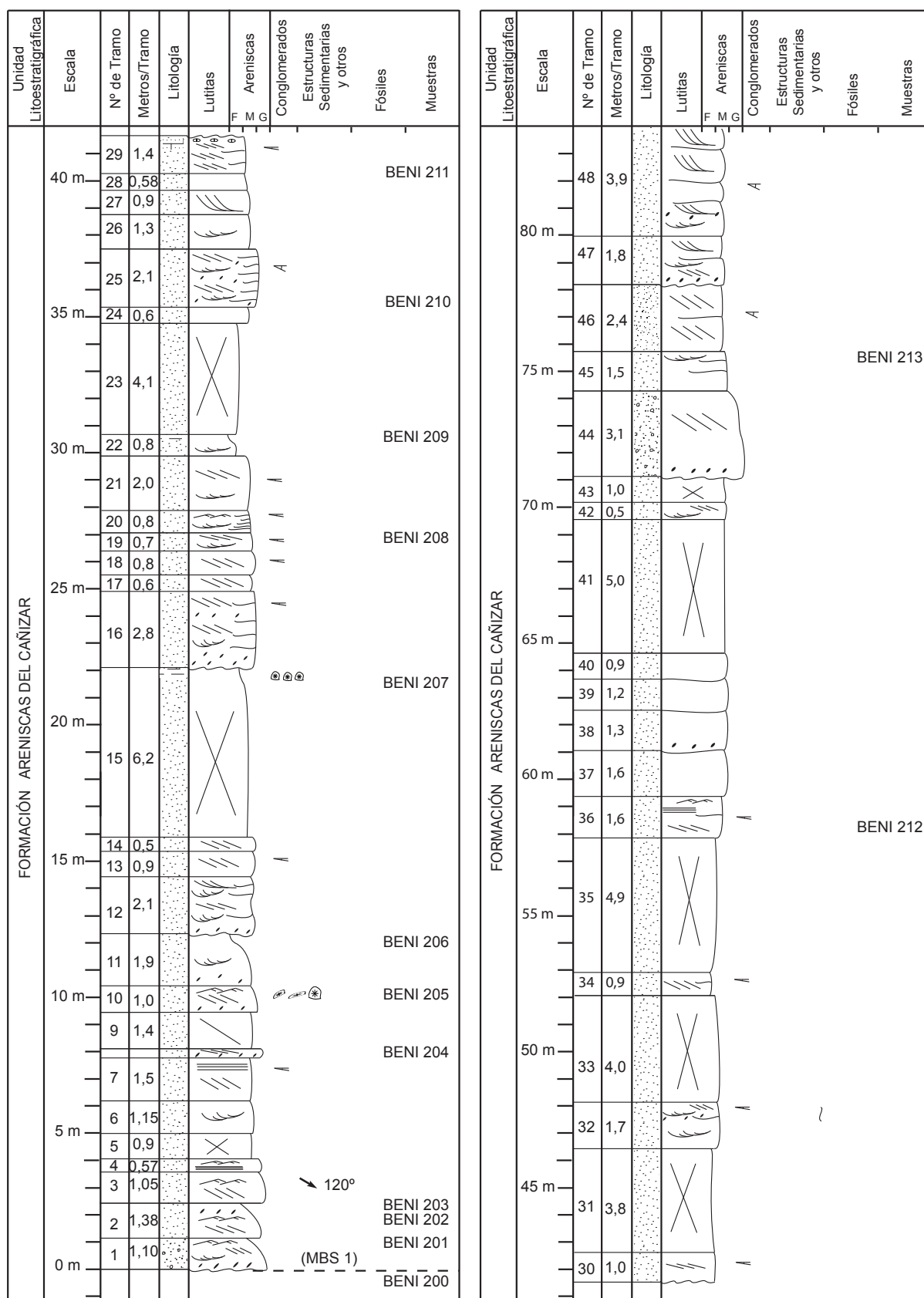


Fig. 3.22 Columna estratigráfica de Benicassim.

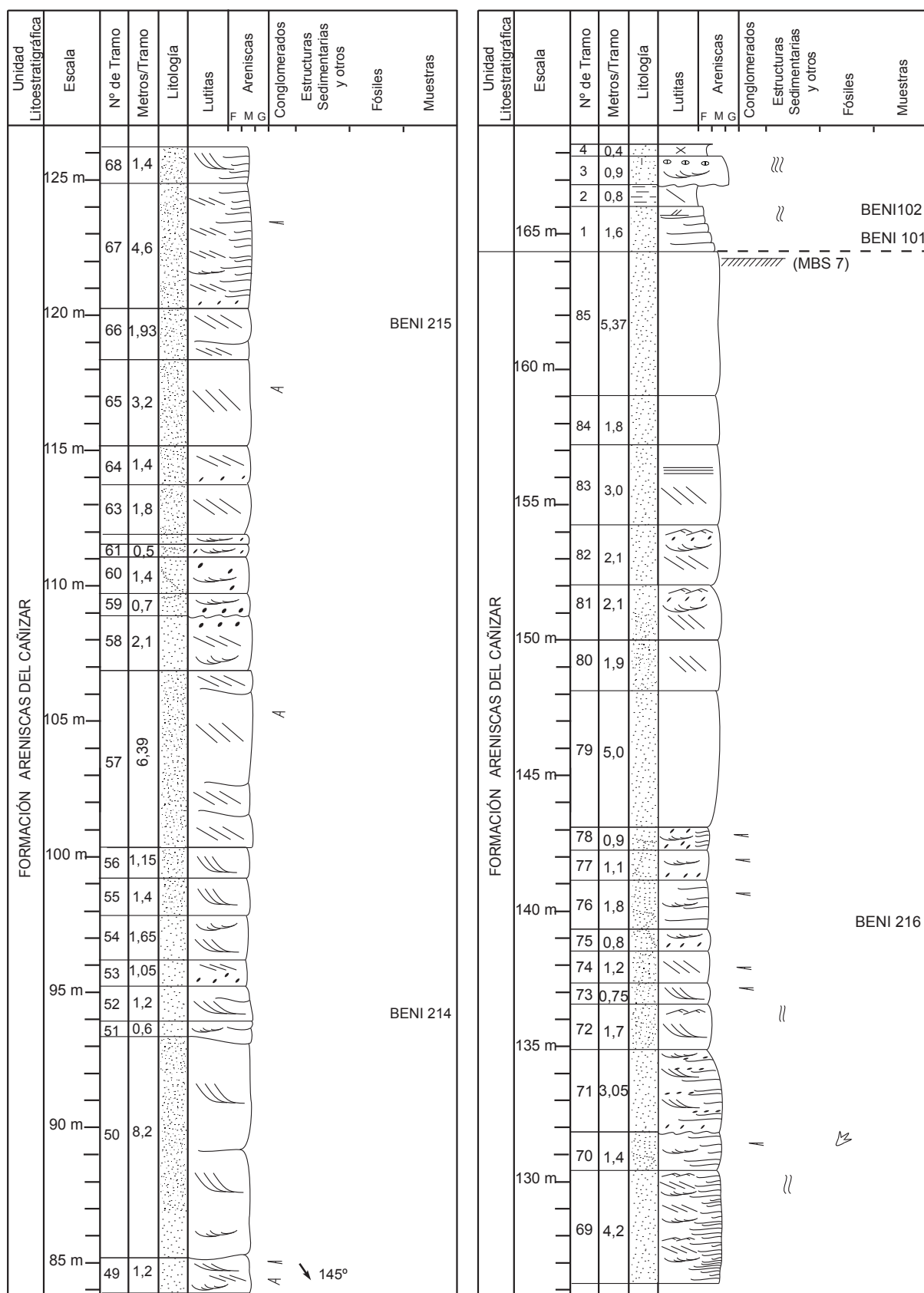


Fig. 3.22: Columna estratigráfica de Benicassim.

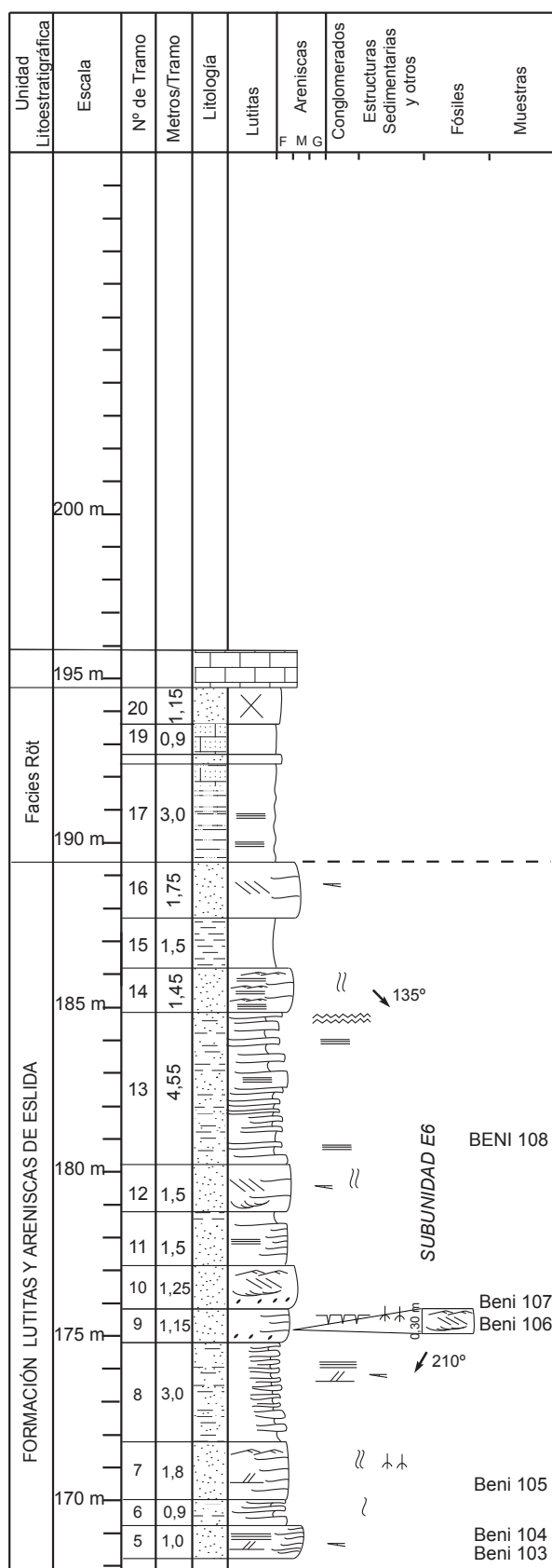


Fig. 3.22 Columna estratigráfica de Benicassim.

un moteado anaranjado. Gran parte de este conjunto aparece cubierto. En la parte inferior encontramos niveles de 0,6-1 m, grano-decrecientes, algunos con cantos blandos en la base. En general constan de estratificación cruzada de surco y planar de bajo ángulo, y a veces laminación paralela. La parte superior se caracteriza por ser una zona de mayor resalte morfológico, con niveles de mayor potencia (0,6-1,5 m), mucho más masivos y cementados que en la parte inferior, y en los que no se distinguen estructuras sedimentarias. En el metro 47,7 (tramo 32), aparecen los primeros indicios de bioturbación, aunque no son estructuras muy claras.

-Tramos 44-66: Este conjunto consta de 49,1 m de areniscas de color rosado y microconglomerados. Comienza con una superficie erosiva y un nivel de 3,1 m de potencia de un microconglomerado heterométrico con cantos blandos en la base, que pasa hacia techo a una arenisca de grano grueso, con cantos dispersos y estratificación cruzada planar. Sobre este nivel se depositan 46 m de areniscas de grano medio con estratificación cruzada de surco, planar de alto ángulo y en algunos casos planar de alto ángulo asintótica, con una potencia media que varía mucho, de 0,80-4 m. Están muy cementadas y contienen niveles de cantos blandos dispersos. El valor de la dirección de paleocorriente medida en el tramo 49 es N 145°.

-Tramos 67-70: Están constituidos por 11,6 m de areniscas de color rojo, de grano medio, dispuestos en niveles de 0,10-0,30 m con estratificación cruzada de surco, estratificación cruzada planar de bajo ángulo y en algunas ocasiones ripples de corriente a techo. En la parte alta aparecen también restos de bioturbación vertical y huellas de tetrápodos que serán descritas y clasificadas más adelante.

-Tramos 71-85: Este conjunto consta de 32,3 m y comienza con una superficie erosiva que lo separa del conjunto anterior. La parte inferior está formada por areniscas de

grano medio y fino dispuestas en niveles de 0,30-0,80 m con estratificación cruzada planar que pasa a estratificación cruzada de surco en los niveles superiores. Contiene abundantes cantos blandos dispersos y estructuras de bioturbación vertical. La parte superior de este conjunto está constituida por areniscas de grano medio dispuestas en niveles de gran potencia (2-5 m) muy compactados, dando lugar a un importante resalte morfológico. Apenas se distinguen estructuras sedimentarias, salvo en algunos niveles en los que se pueden observar estratificaciones cruzadas planares, en menor medida de surco y de forma puntual, ripples de corriente y laminaciones paralelas. Este conjunto termina con una costra ferruginosa de alteración, que marca el contacto entre la Formación Cañizar y la Formación Eslida.

-Formación Eslida: En esta columna, la Formación Eslida aparece representada por una única subunidad que se correspondería con la más alta de dicha formación.

-Subunidad E6: Está constituida por 30,42 m de una alternancia de niveles de areniscas y lutitas de color rojo, de 0,10-0,15 m hasta 1,5 m de potencia. En el caso de las areniscas podemos encontrar diferentes estructuras internas entre las que destacan, estratificaciones cruzadas planares, ripples y laminación paralela. Además, a lo largo de toda la unidad encontramos abundante bioturbación vertical, huellas de raíces y la formación de incipientes paleosuelos. La dirección de paleocorriente medida en el tramo 14 tiene un valor de: N 135°. Sobre esta formación, en contacto normal y transicional, se dispone la Formación Marines (facies Röt).

#### **3.4.3. COLUMNAS DEL SECTOR C**

##### **3.4.3.1 Descripción de la Columna de San Gregori**

Nada más salir de la localidad de Falset en dirección Reus, en el Km 843 hay un desvío a la derecha que lleva a la Ermita de San Gregori (Fig. 3.23) donde comenzamos la columna cuyas coordenadas en la base referidas al meridiano de Greenwich son: 41° 8' 24.39"N - 0° 50' 7.65"E. Hoja (472) de Reus. En esta columna sólo encontramos la Unidad Areniscas de Prades cuya base aparece cubierta y el techo se dispone en contacto transicional con el Complejo lutítico-carbonatado-evaporítico superior (Fig. 3.24).

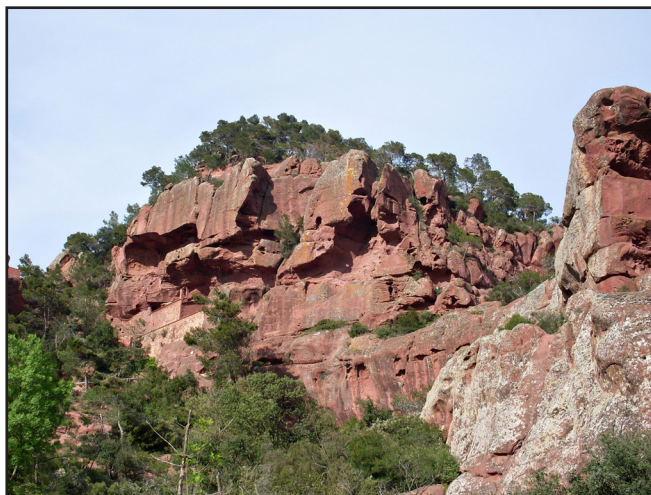


Fig. 3.23: Vista en campo de la Formación Areniscas de Prades Inferiores, en la columna de San Gregori.

-Unidad Areniscas de Prades Inferiores: Podemos diferenciar varios conjuntos de tramos, que comparten características comunes.

-Los 17,2 m de la base (tramos 1-6) están constituidos por niveles de areniscas de grano medio, muy homogéneas con estratificación cruzada planar asintótica, que se cortan entre sí con superficies de alto ángulo. En la base de gran parte de los niveles aparecen cantos de cuarcita muy bien alineados o dispersos, en algunos casos de tipo ventifacto. Los valores de paleoco-





rrientes obtenidos en los tramos 2 y 3 son: N170°, N90° y N160°, N112° respectivamente.

-Tramos 7-15: Este conjunto está constituido por 27,6 m de areniscas de grano medio, con cantos dispersos, distribuidas en niveles de gran potencia (1-2 m) con estratificación cruzada planar de alto ángulo y asintótica, en el tercio inferior y superior. En la parte central los niveles son de menor potencia, (0,4-0,5 m) con otros intercalados de 0,1 m de lutitas, con laminación paralela. Dentro de este conjunto es importante destacar a techo del tramo 7 la formación de un incipiente paleosuelo y estructuras de arrastre, y el tramo 12, en el que se encuentran estructuras de escapes de fluidos. Los valores de paleocorrientes obtenidos a lo largo de este conjunto son: N190°, N240°, N100°, N60°, N90°, N240°, N65°, N300°, N120°.

-Tramos 16-25: Este conjunto está constituido por 18,9 m de areniscas de grano medio dispuestas en niveles estrato-crecientes de 0,5-2 m que en ocasiones se cortan entre sí con un alto ángulo. Tienen estratificación cruzada planar de alto ángulo, asintótica, con cantos dispersos en algunos casos alineados en la base de las láminas que forman la estratificación. También podemos encontrar alguna estructura de arrastre, aunque en la parte más alta de este conjunto los niveles no afloran bien y apenas se distingue ninguna estructura sedimentaria. Las direcciones de paleocorrientes medidas en los tramos 16 y 25 son respectivamente: N110°, N 260° y N 180°.

-Areniscas de Prades Superiores: Tramos 26-36: En este último conjunto de tramos cambia el tipo de estructuras y la litología, pasando a estar formado por areniscas de grano medio y medio-grueso con estratificación cruzada planar y, de forma puntual, estratificación cruzada de surco y climbing ripples, alternando con niveles de areniscas de grano fino y lutitas.

A partir del metro 75 la litología comienza a hacerse más margosa por lo que consideramos este punto como límite entre esta unidad y el Complejo lutítico-carbonatado-evaporítico superior, donde terminamos la columna.

#### 5.4.3.2 Descripción de la Columna de Mont Roig (Virgen de la Roca)

Se sitúa muy próxima a la localidad de Mont Roig del Camp. Hoja (472) de Reus. Saliendo del pueblo en dirección NW por el camino de la Ermita de la Roca (Fig. 3.25), llegamos hasta la citada ermita. La base de la columna comienza a unos 100 metros al E de la misma y sus coordenadas referidas al meridiano de Greenwich son: 41° 5'43''N - 0° 56'18'' E. En ella afloran las unidades, Conglomerados de Prades Superiores y las Areniscas de Prades Inferiores y Superiores. La base se dispone sobre los Conglomerados de Prades Inferiores en contacto aparentemente discordante. Sobre ella, concordante, encontramos la unidad Areniscas de Prades Inferiores y Superiores, que pasa de forma transicional al Complejo lutítico-carbonatado-evaporítico superior, per-



3.25: Vista general en campo de la columna de Mont Roig (Virgen de la Roca).



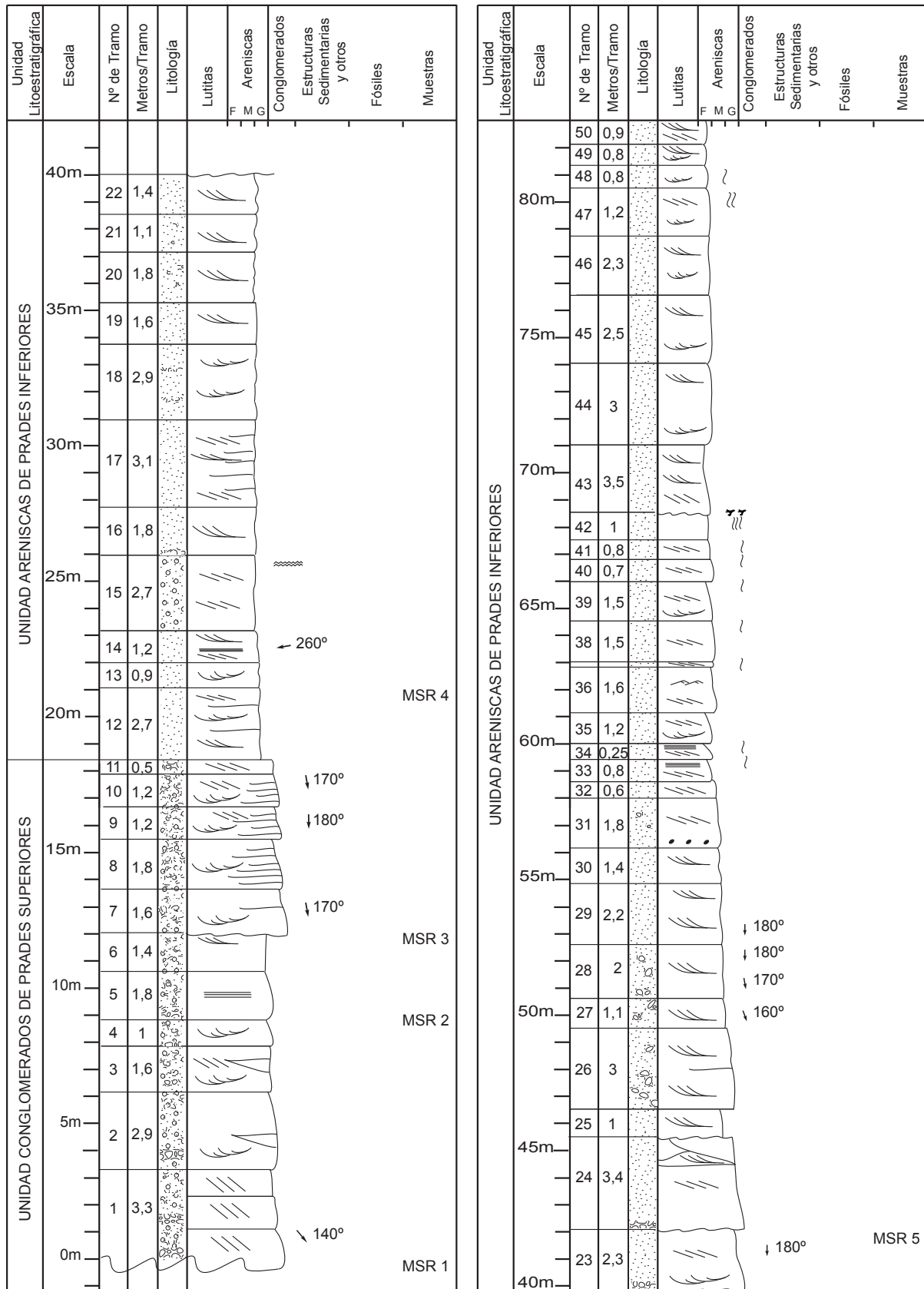


Fig. 3.26: Columna estratigráfica de Mont Roig.

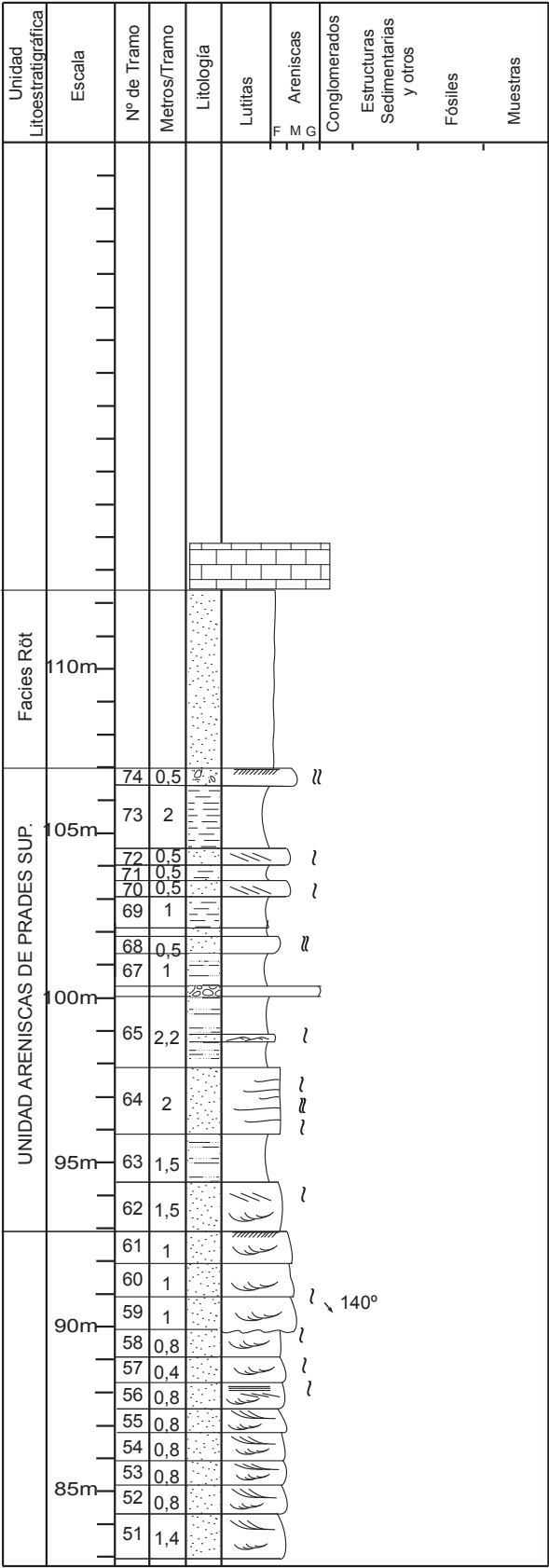


Fig. 3.26: Columna estratigráfica de Mont Roig (Continuación).

teneciente a la facies Röt (Fig. 3.26).

-Conglomerados de Prades Superiores: Consta de 18,4 m de conglomerados matriz-soportados dispuestos en niveles de 0,20-0,40 m grano-decrecientes con estratificación cruzada de surco y planar. Los dos tercios inferiores son de color blanco con finas cuñas de areniscas de grano medio-grueso intercaladas. El tercio superior es de color rojo y comienza con una superficie erosiva. Los niveles son estrato-decrecientes de 0,15 m de potencia. Los valores de paleocorrientes medidos en esta unidad son: N 140°, N 170°.

-Areniscas de Prades Inferiores: Se encuentran en contacto normal y transicional sobre la unidad inferior. Consta de 74,6 m de areniscas que podemos subdividir en varios tramos. Los 40 m inferiores están constituidos por areniscas de grano grueso y medio dispuestas en niveles grano-decrecientes de 0,8-2 m de potencia, con estratificación cruzada de surco y planar de gran porte. Contienen abundantes cantos dispersos, que suelen aparecer en la base de los niveles o alineados a lo largo de las láminas que forman las estructuras de estratificación. Los valores de paleocorrientes medidos en este tramo son: N 260° y N 180°.

Entre el metro 58,5 y el 90, hay un importante cambio en el tamaño de grano. Este tramo está formado por areniscas de grano medio y fino que se disponen en niveles grano-decrecientes, en general de menor potencia que en el tramo anterior. Predomina la estratificación cruzada de surco en la base de los niveles, siendo mucho más tendida hacia techo de los mismos, llegando incluso a ser estratificación paralela. La tendencia general del tramo es estrato-decreciente y su principal característica es la aparición de abundantes estructuras de bioturbación.

Los tres metros superiores de la unidad están separados por una superficie erosiva y se caracterizan por un cambio significativo en el tamaño de grano. Constan de tres niveles de

areniscas de grano medio, grano-decrecientes con estratificación cruzada de surco. En el último nivel encontramos una costra ferruginosa de varios centímetros de grosor. También podemos encontrar en este tramo estructuras de bioturbación. El valor de paleocorriente medido es de: N 140°.

-Areniscas de Prades Superiores: Formadas por alternancia de 14 m de lutitas y areniscas de grano medio y color rojo, distribuidas en niveles de 1-2 m y 0,3-1 m de potencia, respectivamente. En el caso de los niveles de areniscas se puede distinguir estratificación cruzada planar fundamentalmente y estructuras de bioturbación. A techo de la unidad, se puede distinguir un nivel con una importante costra ferruginosa de varios centímetros.

### **3.4.3.3 Descripción de la Columna de L'Albiol**

Se localiza en los alrededores de la localidad de L'Albiol. Hoja (445) de Carnudella. La base de la columna se encuentra a 2 Km. pasada la localidad de Bonretom en dirección a L'Albiol por la carretera TV-7046, cuyas coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 41° 13'37''N - 1° 6'14'' E. Comenzamos la serie en la misma carretera. En ella, en contacto probablemente discordante sobre el nivel de Brechas Basales, afloran las unidades de Conglomerados de Prades Superiores y, concordantes, las Areniscas de Prades, sobre las cuales se deposita el Complejo lutítico-carbonatado-evaporítico superior, en contacto transicional (Fig. 3.27).

-Conglomerados de Prades Superiores: La unidad consta de 32,4 m y comienza con varios niveles centimétricos de areniscas de grano medio con estratificación cruzada planar y se surco. Sobre ellos se depositan conglomerados polimícticos de varios metros de potencia en niveles grano-decrecientes con base cóncava y erosiva. Son heterométricos, de cantos subredondeados-subangulosos, con centil entre 5 y 7 cm. En la base de la unidad predomina la estratificación cruzada de surco, mientras que a techo se hace más planar, incluso asintótica. Hacia techo estos niveles van desapareciendo lateralmente intercalándose con areniscas de grano grueso con cantos dispersos, en ocasiones alineados en la base de las láminas que forman las estructuras de estratificación. Los valores de paleocorriente medidos a lo largo de la unidad son: N185°, N 175°, N160°.

-Unidad Areniscas de Prades Inferiores: Esta columna consta de 25,5 m de areniscas de grano medio que se pueden agrupar en dos tramos. El inferior de 8,2 m, formado por areniscas de grano medio en niveles de 1,6-0,3 m, con estratificación cruzada planar predominante. Tiene una tendencia grano y estrato-decreciente, con abundantes niveles lutíticos en la parte superior. El tramo superior de 17,3 m comienza con una superficie erosiva y un aumento del tamaño de grano respecto al tramo inferior. Consta de areniscas de grano medio dispuestas en niveles de gran potencia, llegando a ser de más de 3 m, que se superponen unos a otros, con estratificación cruzada planar de alto ángulo. Algunos de ellos contienen cantos dispersos y alineados. A techo de la unidad aparecen importantes concentraciones de nódulos de hierro y varias costras ferruginosas. El valor de la paleocorriente medida en esta unidad es de: N 140°.

### **3.4.3.4 Descripción de la Columna de Mas de San Ramón**

Esta columna se sitúa al NE del pueblo de la Cabra del Camp. Hoja (418) de Montblanch. Se encuentra en la zona más al norte del dominio Miramar-Prades-Priorat y en ella ya

### 3. Litoestratigrafía

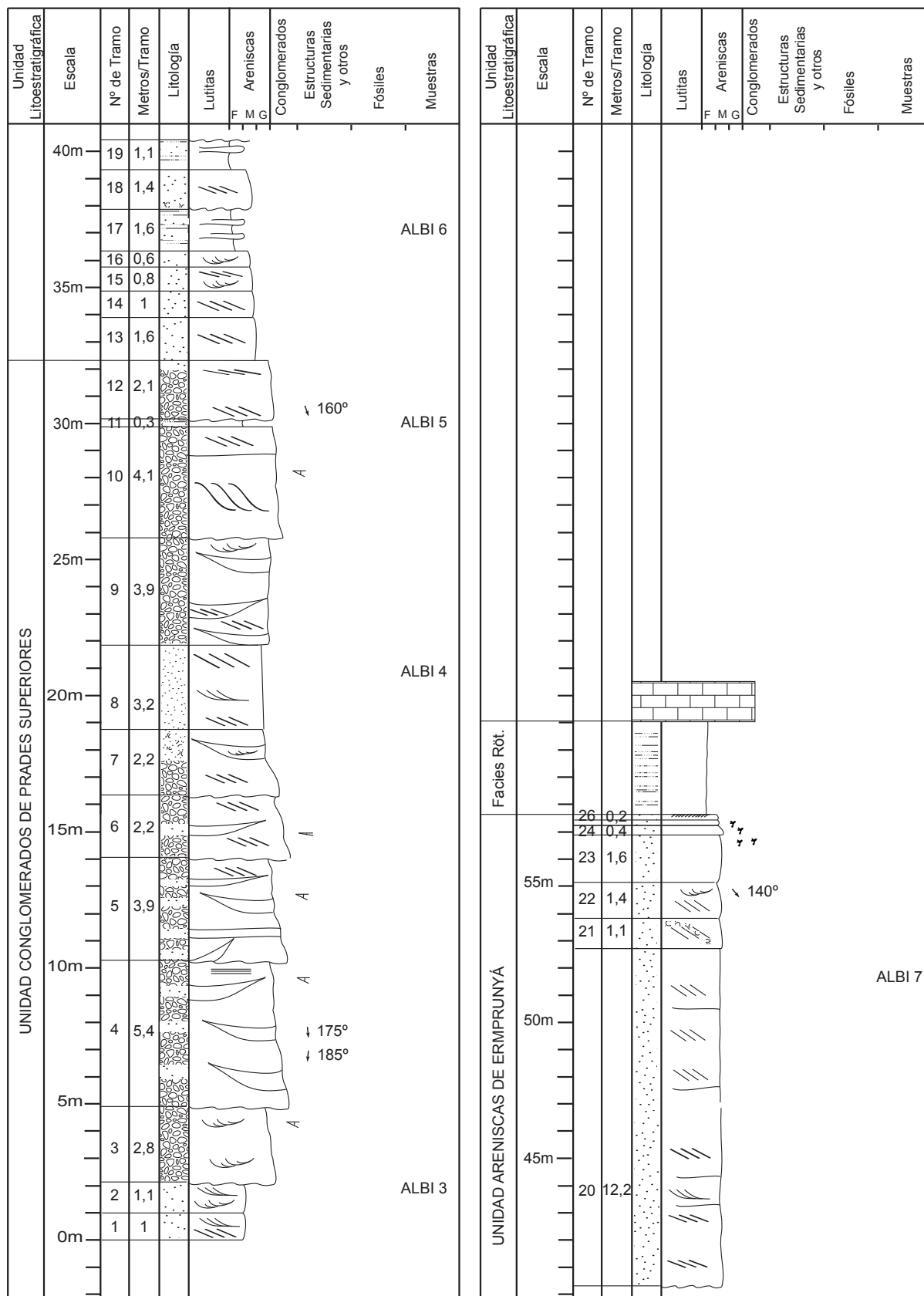


Fig. 3.27: Columna estratigráfica de L'Albiol.

no afloran los sedimentos triásicos continentales objeto de estudio. Directamente sobre el basamento paleozoico se encuentran unas intrusiones ígneas y sobre ellas, discordantes se encuentran los sedimentos pertenecientes al Complejo lutítico-carbonatado-evaporítico superior (facies Röt) y las unidades carbonatadas pertenecientes a la facies Muschelkalk. Las coordenadas de la base referidas al meridiano de Greenwich son: 41° 24' 28'' N - 1° 17' 44'' E.

### 3.4.3.5 Columna de Castelví-La Creu de L'Aragall

Descrita e interpretada por Marzo (1980) en la que afloran las unidades: Conglomerados de Garraf Superiores, Areniscas de Eramprunyà y Areniscas y Lutitas de La Creu de L'Aragall. Se ha incluido esta columna para la realización de los gráficos de síntesis de la presente memoria debido a su proximidad al borde de cuenca dentro del dominio de Garraf y para poder estudiar los posibles cambios y la evolución sedimentológica de las distintas unidades dentro de este dominio.

### 3.4.3.6 Descripción de la Columna de Sta. María de Cervelló

Saliendo de la localidad de Cervelló hacia Vallirana, hay una desviación hacia la izquierda que conduce hacia El Mirador. Hoja (420) de Hospitalet de Llobregat. Subimos por la carretera hasta aproximadamente la mitad de la ladera donde comenzamos la columna cuyas coordenadas en la base referidas al Meridiano de Greenwich son: 41° 23' 19.18"N - 1° 57' 27.78"E. Las unidades que afloran en esta columna son: Conglomerados de Garraf Superiores, que se disponen discordantes sobre los Conglomerados de Garraf Inferiores. Sobre aquellos, en contacto neto y aparentemente concordante, las Areniscas de Eramprunyà y sobre ella, en contacto transicional, las Areniscas y Lutitas de La Creu de L'Aragall que pasan de forma gradual al Complejo lutítico-carbonatado-

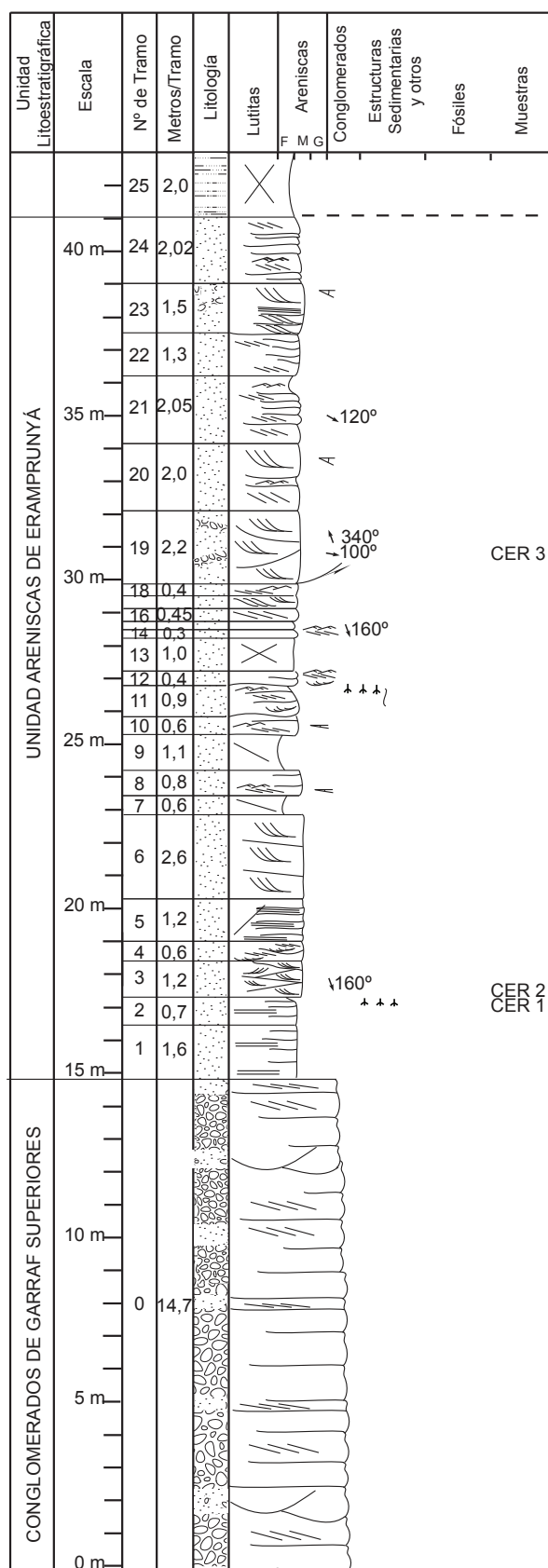


Fig. 3.28: Columna estratigráfica de Sta. Mª de Cervelló.

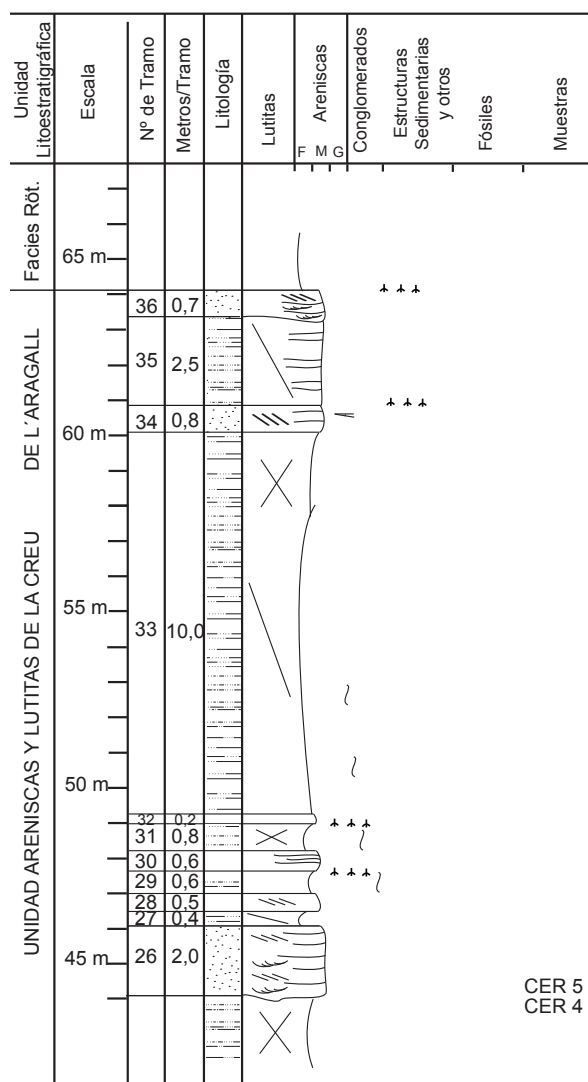


Fig. 3.28: Columna estratigráfica de Sta. Mª de Cerverlló (continuación).

evaporítico superior (Fig. 3.28).

-Unidad Conglomerados de Garraf Superiores: La base comienza con una superficie erosiva, que la separa de la unidad inferior. En esta columna aflora un metro de conglomerados matriz-soportados de cantos subredondeados de cuarzo lechoso, fundamentalmente, y en menor medida de cuarcitas y pizarras. La matriz es de arena media y gruesa.

-Unidad Areniscas de Eramprunyà: Los 8 m inferiores constan de areniscas de grano medio-fino, grano y estrato-decrecientes, dispuestos en niveles de 0,10-0,15 m de potencia con estratificación paralela, que se intercalan con niveles más potentes de 0,5-1 m con estratificación cruzada planar muy pronunciada que terminan de forma asintótica. Cabe destacar la aparición de un incipiente nivel de paleosuelo. El valor de la paleocorriente medida en el tramo 3 es: N 160°.

Entre el metro 8 y el 15, aunque parte del afloramiento aparece cubierto, afloran niveles de areniscas de grano medio, grano y estrato-decrecientes de 0,10-0,40 m de espesor con base cóncava. Tienen estratificación cruzada de surco y estratificación cruzada planar muy tendidas, con ripples a techo de alguno de los niveles. Aparecen las primeras estructuras de bioturbación y algún nivel incipiente de paleosuelo.

Tras una pequeña falla, cuyo salto no parece modificar la serie, medimos 4,2 m (tramos 19-20) de arenisca de grano medio, dispuesta en niveles de 0,2-0,8 m, algunos con cantos de cuarcita dispersos en la base y estratificación cruzada planar de alto ángulo y algo asintótica. Los valores de paleocorrientes obtenidos, medios en el tramo 19 son: N100° y N340°.

Finalmente, el último tercio de la unidad (tramos 21-25) está constituido por areniscas de grano medio dispuestas en niveles grano y estrato-decrecientes de 0,15-0,9 m, con estratificación cruzada planar muy tendida y ripples a techo de algunos de los niveles. Dentro de este conjunto cabe destacar el tramo 23, en el que encontramos de nuevo niveles con cantos de cuarcita dispersos y estratificaciones cruzadas planares asintóticas de alto ángulo. El techo de la unidad termina con un tramo cubierto de areniscas de grano muy fino. El valor de la paleocorriente medida en el tramo 21 es: N120°.

-Unidad Areniscas y Lutitas de La Creu de L'Aragall: Se dispone en contacto normal y transicional sobre la unidad inferior. La mayor parte de esta unidad aparece parcialmente cu-



bierta. Comienza con una superficie erosiva sobre el tramo cubierto anterior. Consta de 20 m de areniscas de grano medio y fino distribuidas en niveles de 0,2-0,4 m de potencia con base plana y estratificación cruzada de surco o planar muy tendidas. Entre ellos aparecen varios niveles de lutitas. Hay abundantes estructuras de bioturbación y niveles de incipientes paleosuelos.

En este punto terminamos la medida de la columna ya que el techo y el contacto con la siguiente unidad se encuentra cubierto por las casas de una urbanización.

### 3.4.3.7 Descripción de la Columna de La Palma

Desde la N II tomamos el desvío en el Km 599 hacia Cervelló. Hoja (420) Hospitalet de Llobregat. Nada más tomar la desviación a la derecha nos encontramos con una explotación minera de áridos perteneciente a la empresa Cementos Molins, quien nos cede el permiso para realizar la columna en el corte de la cantera (Fig. 3.29). Las coordenadas de la base referidas al Meridiano de Greenwich son: 41°24'44.40"N - 1°59'5.83"E. En esta columna afloran las siguientes unidades: Conglomerados de Garraf Superiores, discordantes sobre los Inferiores. Sobre ellos se deposita, en contacto transicional, la Unidad Areniscas de Eramprunyà y sobre ella, concordante, aparece la Unidad Areniscas y Lutitas de La Creu de L'Aragall que pasan de manera transicional a la unidad del Complejo lutítico-carbonático-evaporítico superior (Fig. 3.30).



Fig. 3.29: Vista en campo de la Formación Areniscas de Eramprunyà, en la columna de La Palma. Cantera perteneciente a la empresa de Cementos Molins.

-Unidad Conglomerados de Garraf Superiores: El comienzo de la columna no aflora bien debido a los límites del frente de corte de la cantera, sin embargo si que se puede observar en los alrededores de esta explotación el potente paquete conglomerático. En el corte de la cantera, podemos observar la parte superior de esta unidad que consta de 1,1 m de conglomerados matriz-soportados, dispuestos en niveles de 0,3-0,5 m, grano-decrecientes que pasan a areniscas de grano grueso con cantos dispersos. Las estructuras internas no son fácilmente reconocibles en este afloramiento, pero parecen estratificaciones cruzadas planares.

-Unidad Areniscas Eramprunyà: Está constituida por 56 m de areniscas de color rojo, de grano medio-grueso con algunos niveles de areniscas de grano fino y lutitas intercalados entre ellas. La base comienza con una sucesión de niveles de areniscas de grano medio y grueso de 0,15-1,5 m de potencia, grano-decrecientes con estratificación cruzada planar predominante a lo largo de toda la unidad, aunque a techo de algunos niveles se encuentran también ripples de corriente. Estos niveles terminan con areniscas de grano fino o incluso con niveles lutíticos intercalados de muy poco espesor (0,10m). En el tercio superior de esta unidad, se ha encontrado un fósil de macroflora, que será descrito en detalle en el capítulo 5. Además, los 37 m (tramo 39) podemos encontrar las primeras estructuras de bioturbación.





-Unidad Areniscas y Lutitas de La Creu de L'Aragall: A partir del metro 44 la litología cambia pasando a ser predominantemente lutítica con niveles intercalados de areniscas de grano fino-medio de 0,2-0,3 m y abundantes estructuras de bioturbación. Medimos 14,05 m de esta alternancia, pero partir de este nivel se abandona la serie debido a que el afloramiento aparece cubierto y removilizado por el relleno de una antigua cantera.

Como ya se ha comentado la columna ha sido levantada en el frente de corte de una cantera, por lo que en ocasiones no se han podido hacer observaciones, ni descripciones más precisas debido al difícil acceso.

### **3.4.3.8 Columna de la Riera de San Jaume**

Descrita e interpretada por Marzo (1980), se ha obtenido de este trabajo por su importante localización a la hora de realizar los gráficos de síntesis de la presente memoria. En ella las unidades que afloran son: Areniscas Conglomeráticas de Caldes y Areniscas y Lutitas del Figaró.

### **3.4.3.9 Descripción de la Columna de El Figaró**

En la misma localidad de El Figaró cruzamos la autopista para dirigirnos a la estación del ferrocarril desde donde sale una carretera (BV-1489) que seguimos hasta encontrar el contacto entre el basamento y los sedimentos triásicos objeto de estudio. Hoja (364) de La Garriga. Las coordenadas de la base referidas al Meridiano de Greenwich son: 41°42'59"N - 2°15'45"E. En esta zona las unidades que afloran son la Unidad Conglomerados de Caldes, que se apoya directamente sobre el basamento paleozoico, y la Unidad Lutitas y Areniscas del Figaró, cuya base se apoya en contacto transicional con la unidad anterior y cuya parte superior pasa de forma transicional a la unidad del Complejo lutítico-carbonático-evaporítico superior. Su descripción pasa a detallarse a continuación (Fig. 3.31).

-Unidad Areniscas Conglomeráticas de Caldes: En esta columna consta solamente de 1,9 m, formada por niveles grano-decrecientes de 0,2-0,4 m que pasan de microconglomerados con abundante matriz arenosa a areniscas de grano grueso con cantos dispersos. Apenas se distinguen estructuras internas.

-Unidad Areniscas del Figaró: Consta de 73,5 m de areniscas de grano medio-grueso intercaladas con areniscas de grano fino y lutitas. La unidad comienza con un tramo de arenisca de grano muy grueso con estratificación cruzada planar seguido de 9,5 m areniscas de grano fino dispuestas en niveles de 0,2-0,5 m más compactos intercalados con abundantes niveles de paleosuelos incipientes. También podemos encontrar a techo las primeras estructuras de bioturbación.

Sobre este último tramo se depositan 17,3 m de areniscas de grano medio-grueso, distribuidas en niveles de 0,1-1 m de potencia. En la parte inferior tienen estratificación de tipo epsilon y en la superior estratificación cruzada planar, ambas separadas por un tramo de 4 m de areniscas de grano muy fino, cubierto por vegetación.

Los 19,4 m siguientes están formados por 2 tramos de areniscas de grano muy fino con niveles intercalados de 0,12-0,20 m de areniscas de grano fino más compactas que dan un pequeño resalte sobre las anteriores. Entre estos dos tramos se intercalan otros dos de areniscas de

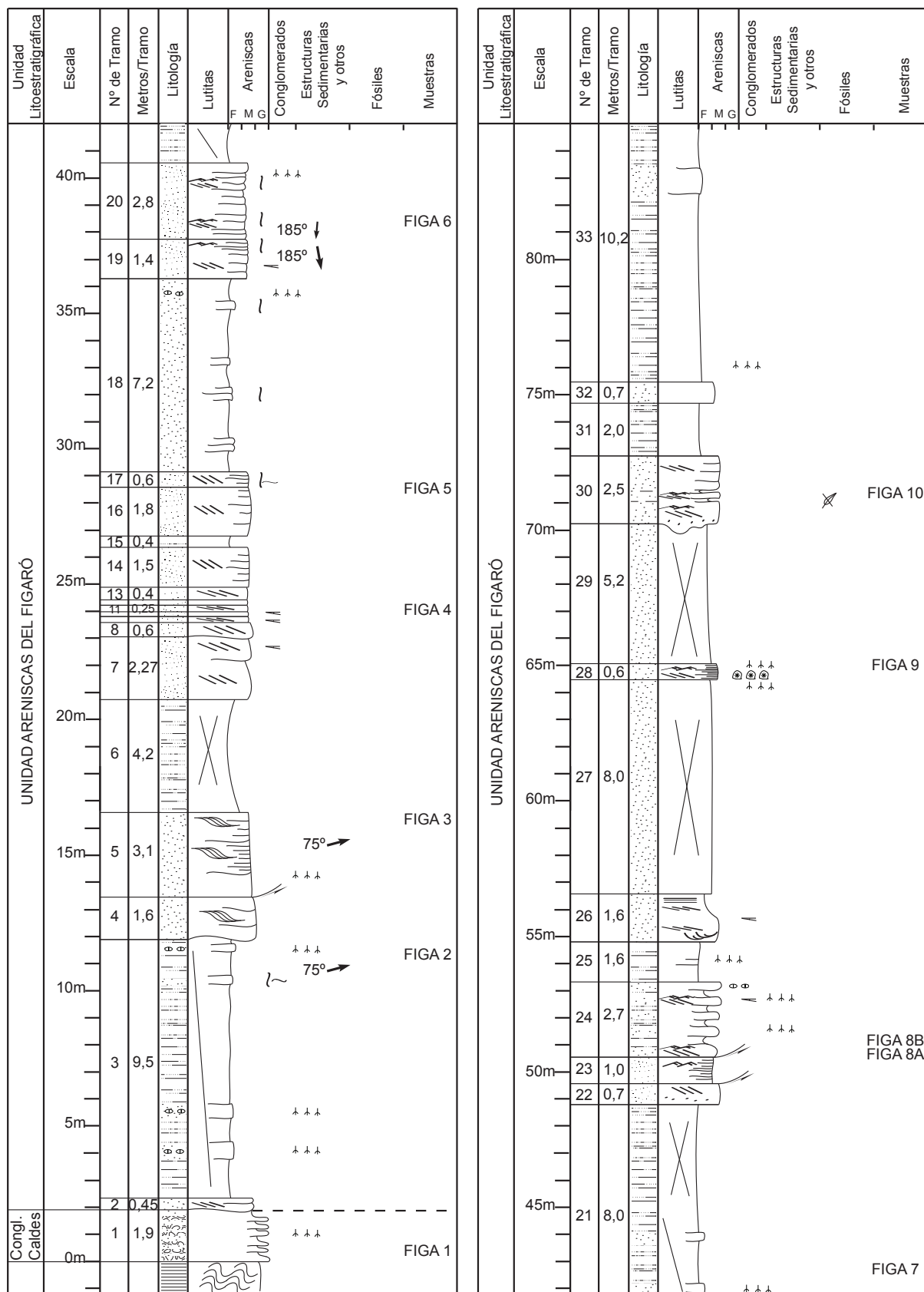


Fig. 3.31: Columna estratigráfica de El Figaró.

grano medio, dispuestas en niveles grano-decrecientes de 0,1-0,4 m de potencia, con estratificación cruzada planar y ripples a techo. Hay abundantes estructuras de bioturbación a lo largo de este conjunto de tramos y algunos niveles de incipientes paleosuelos. El valor de paleocorriente medido en el tramo 20 es de: N 185°.

Los últimos 26,6 m están constituidos en la parte inferior por areniscas de grano medio dispuestas en niveles de 0,2-0,7 m grano-decrecientes, con estratificación cruzada planar y ripples de corriente a techo. Entre ellos aparecen intercalados niveles de areniscas de grano muy fino con abundante proporción de arcillas, y varios niveles de paleosuelos incipientes (Fig. 3.2). La mitad superior de este conjunto se encuentra cubierta. A techo de esta unidad, aflora un tramo de areniscas de grano medio que comienza con una importante superficie erosiva y cantos blandos. Se dispone en niveles de 0,2-0,8 m de espesor con estratificación cruzada planar y ripples de corriente a techo. Contienen restos de plantas aunque no han podido ser clasificados debido a su mal estado de conservación.



Fig. 3.32: Bioturbación por raíces en la columna de el Figaró.

Desde este tramo continuamos midiendo 24,3 m más, pero vemos que hay un cambio tanto en la litología (mucho más arcillosa) como en el tipo de estructuras, (predominando laminaciones paralelas y pseudomorfo de sales) por lo que finalizamos la columna asignando estos últimos metros al Complejo lutítico-carbonatado-evaporítico superior.

#### 5.4.3.10 Columna de El Brull

Descrita e interpretada por Marzo (1980). En ella afloran las unidades Areniscas Conglomeráticas de Caldes y Areniscas y Lutitas del Figaró. Al igual que en otros dos casos anteriores, los datos de esta columna se han obtenido del trabajo original para la elaboración de los gráficos de síntesis de la presente memoria. Además, a 12 m del techo de esta columna, en la unidad Complejo lutítico-carbonatado-evaporítico superior., se ha recogido una muestra para su estudio palinológico (detallado en el capítulo 5), la cual ha permitido su datación discutida en el capítulo 6.



## **4. Sedimentología**





## **4. SEDIMENTOLOGÍA**

### **4.1 INTRODUCCIÓN**

Los sedimentos del Triásico de las Cordilleras Ibérica y Costero Catalana, están representados por los términos Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper (facies germánicas) definidos por Alberti (1864) para el Triásico del sur de Alemania. Como ya se ha mencionado anteriormente, en este trabajo nos centramos en el estudio de la facies Buntsandstein, que se caracteriza por estar constituida por sedimentos continentales de color rojo de origen aluvial. Estos sedimentos continentales rellenaron tanto la Cuenca Ibérica como la Cuenca Costero Catalana en sucesivas etapas que responden, en gran medida, a diferentes pulsos tectónicos o fases de evolución de las distintas etapas de rifting que experimentaron ambas cuencas en sus primeras fases de desarrollo durante el Mesozoico. Estos pulsos dieron como resultado diferentes estilos de sedimentación, marcando con ello parte de las características del relleno.

El objetivo de este capítulo es realizar un estudio de estas características mediante un análisis sedimentológico de las unidades triásicas estudiadas en las distintas zonas en las que han sido divididas ambas cuencas (A, B y C) (Fig. 3.1) y, posteriormente, compararlas entre sí para poder ver posibles afinidades y variaciones entre ellas. Es importante volver a destacar que no se pretende entrar en detalle en dicho análisis, ya que no es el objetivo prioritario de este trabajo, sino que nos apoyamos en estudios previos, completándolos mediante la observación de otras características sedimentarias o nuevas descripciones de facies. Pretendemos en definitiva con este análisis, establecer el marco estratigráfico y sedimentario sobre el que situaremos los cambios mineralógicos, geoquímicos y bióticos que son objetivo principal de la presente memoria.

Las unidades estudiadas, descritas en el capítulo anterior, no son correlacionables como tales entre la Cordillera Ibérica y la Cordillera Costero Catalana, ni entre los tres dominios de esta última, debido en gran medida a la diferente evolución tectónica sinsedimentaria sufrida en cada una de estas zonas. Sin embargo, estas unidades sí se pueden agrupar para formar una serie de secuencias deposicionales relacionadas con los diferentes pulsos tectónicos comentados anteriormente. Estas secuencias, que representan grandes ciclos de sedimentación, sí que serían básicamente equivalentes y comparables entre unas zonas y otras, siendo los límites entre ellas los que podemos utilizar para comparar entre las distintas cuencas.

#### **4.1.1 CORDILLERA IBÉRICA**

La Cuenca Ibérica comenzó su formación durante el Pérmico Inferior como una serie de pequeños semigrabens aislados con relleno asimétrico, evolucionando hacia semigrabens más anchos en el Pérmico Medio-Superior, hasta grabens simétricos en el Triásico Inferior,

separados por altos del basamento paleozoico. Los sedimentos del Pérmico Medio-Superior, el Triásico Inferior y parte del Triásico Medio del SE de la Cordillera Ibérica corresponden a depósitos continentales de tipo aluvial, entre los que se incluyen de transporte en masa, abanicos aluviales y sistemas fluviales de tipo braided y meandriforme (Ramos et al., 1986; Arche y López-Gómez, 2005). Posteriormente, en el Triásico Medio, los sedimentos marinos procedentes de la transgresión del mar del Tethys (desde el este) cubrieron dichos relieves, rellenando y homogeneizando la sedimentación de toda la cuenca (Sopeña et al., 1988; Salas y Casas, 1993; Arche y López-Gómez, 1996; Vargas et al., 2009).

Esta dinámica de relleno, que incluye hasta las primeras incursiones marinas en facies Muschelkalk, queda reflejada en 4 secuencias deposicionales (sin contar con las brechas basales que constituirían el relleno de las primeras fases de evolución de la cuenca durante el Pérmico Inferior) separadas entre sí por discordancias y paraconformidades (López-Gómez y Arche, 1993; Arche y López-Gómez, 1992, 1999) (Fig 4.1). Describimos brevemente estas cuatro secuencias, de las cuales, la segunda de ellas es el objeto de estudio de este trabajo.

*-Secuencia Depositional 1:* Esta secuencia se deposita directamente sobre el basamento paleozoico o puntualmente sobre brechas de edad Pérmico Inferior. Consta de dos formaciones de edad Pérmico Medio-Superior, basada en diferentes asociaciones de polen y esporas (Doubinger et al., 1990). La inferior, Formación Conglomerados de Boniches, está constituida por depósitos de abanicos aluviales y sistemas fluviales de tipo braided de gravas. Sobre ésta se encuentra la Formación Limos y Areniscas de Alcotas, que consta de sedimentos aluviales y lacustres con paleocorrientes que indican una dirección SSE.

*-Secuencia Depositional 2:* Consta de dos formaciones, Areniscas del Cañizar (dentro de la cual se encuentra la Unidad Valdemeca), y Lutitas y Areniscas de Eslida. Ambas unidades, depositadas durante el Triásico Inferior-Medio (Doubinger et al., 1990; Arche y López-Gómez, 1999a y b), fueron consideradas como una secuencia deposicional por mostrar una continuidad sedimentaria entre ellas aunque, en la mayor parte de la zona de estudio, estas dos unidades están separadas por una discontinuidad debido a la diferente subsidencia entre unas zonas y otras, que quedó marcada durante la evolución de la Cuenca Ibérica (Arche y López-Gómez, 1996, 1999b). Las paleocorrientes de la Formación Cañizar indican una dirección casi constante hacia el SE, mientras que la Formación Eslida tienen una cierta variación hacia el S, de manera que la media de las medidas indican una dirección S-SE (López-Gómez y Arche, 1993a; Arche y López-Gómez, 1999b).

*-Secuencia Depositional 3:* Marca el comienzo de la sedimentación marina en la Cuenca Ibérica y la primera conexión entre las cuencas Ibérica y Catalana. Está constituida por dos formaciones: Arcillas y Margas de Marines (fecies Röt) y Dolomías de Landete, ambas de edad

Anisiense (Triásico Medio) (Doubinger et al., 1990).

-*Secuencia Depositional 4*: Representa un periodo de profundización de la cuenca ligado a una mayor relajación térmica (Vargas et al., 2010). Tanto la secuencia 3 como la 4 se incluyen en la facies Muschelkalk, alejándose también del objetivo de estudio de este trabajo.

#### **4.1.2 CORDILLERA COSTERO CATALANA**

La Cordillera Costero Catalana, está constituida por tres diferentes subcuencas: Miramar-Prades-Priorat, Garraf y Montseny-Llobregat, de SW a NE respectivamente, caracterizadas por un régimen diferente de subsidencia (Marzo y Anadón, 1977; Marzo, 1980, 1986; Calvet y Marzo, 1994).

El análisis secuencial del ciclo Triásico de la Cordillera Costero Catalana ha sido realizado por Calvet et al. (1990), Tucker et al. (1993) y Calvet y Marzo (1994), en el que se han dividido 8 secuencias deposicionales. De estas secuencias, sólo la segunda (SD2) es objeto de estudio en el presente trabajo (Fig. 4.2). A continuación se describen brevemente dichas secuencias:

-*Secuencia Depositional 1*: Se encuentra discordante sobre el basamento paleozoico (Marzo, 1980). En el dominio Montseny-Llobregat, no se encontraría registrada esta secuencia. En el dominio de Garraf, según los cambios introducidos sobre las unidades definidas inicialmente por Marzo (1980), esta secuencia corresponde a las unidades de Conglomerados de Garraf Inferiores y su equivalente lateral, los Conglomerados y Areniscas de Bruguers. En el dominio Miramar-Prades-Priorat se correspondería con los Conglomerados de Prades Inferiores y los Conglomerados, Areniscas y Lutitas de Bellmunt de Siurana, que se encuentran en el borde SW de este dominio, fuera del área en la que se han levantado las columnas estudiadas. Su edad podría ser Pérmico Medio-Superior.

-*Secuencia Depositional 2*: Este conjunto sería equivalente a la Secuencia Depositional 2 definida por López-Gómez y Arche (1993b) en la Cordillera Ibérica. Como veremos más adelante, no se trata de una correlación que asuma una misma edad, pero sí están dentro de un mismo contexto temporal, tectónico y ambiental que nos permite trabajar asumiendo claras afinidades entre dichas secuencias. Esta secuencia se dispone discordante sobre el substrato paleozoico o en discontinuidad sedimentaria cuando se encuentra entre los depósitos de posible edad Pérmico Medio-Superior, y por debajo de los sedimentos del Complejo lutítico-carbonatado-evaporítico superior (facies Röt), de edad Anisiense medio (Solé de Porta et al., 1987).

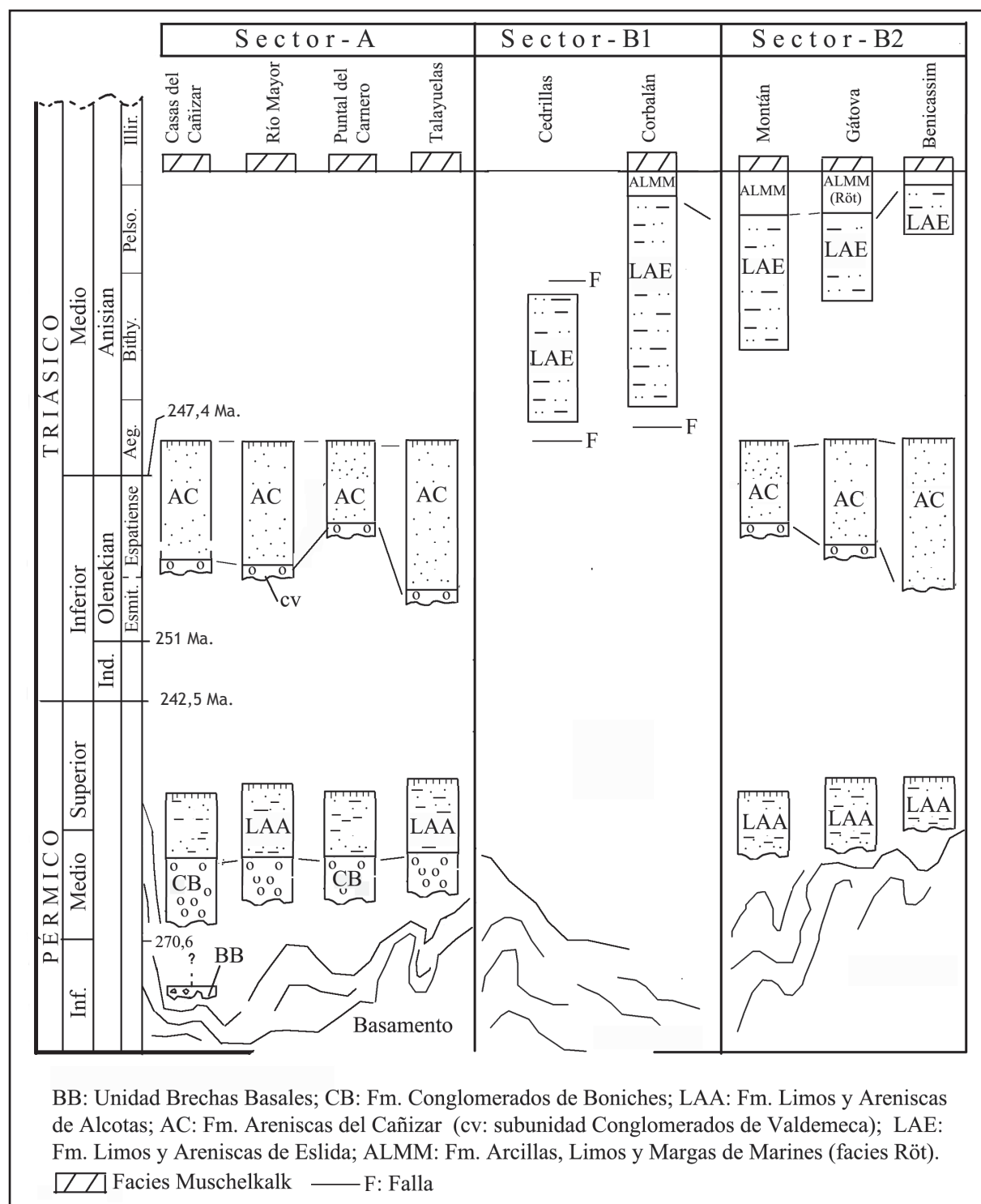


Fig. 4.1: Esquema de las unidades litoestratigráficas que componen la secuencia deposicional 2 en los tres sectores de la Cordillera Ibérica.

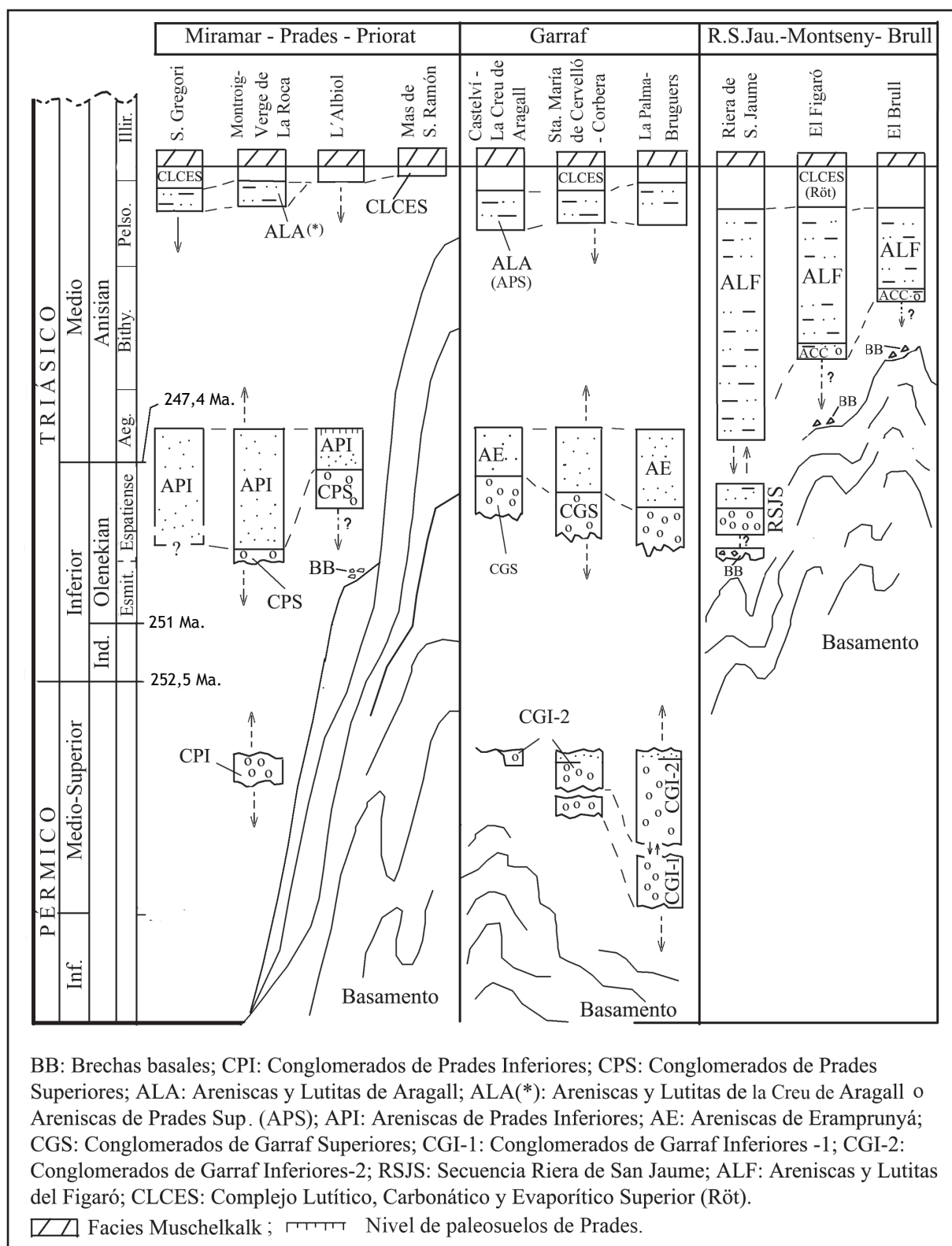


Fig. 4.2: Esquema de las unidades litoestratigráficas que componen la secuencia deposicional 2 en los tres dominios de la Cordillera Costero Catalana (Sector C).

Está constituida por las Unidades Conglomerados de Prades Superiores, Areniscas de Prades Inferiores y Areniscas Superiores de Prades, en la zona de Miramar-Prades-Priorat (Fig. 4.2), Conglomerados de Garraf Superiores, Areniscas de Eramprunyà y Areniscas y Lutitas de La Creu de L'Aragall en la zona de Garraf, y la megasecuencia de la Riera de San Jaume, Areniscas Conglomeráticas de Caldes y Areniscas y Lutitas del Figaró en la zona de Montseny-Llobregat. Al igual que sucede en la secuencia equivalente de la Cordillera Ibérica, el contacto entre la unidad Eramprunyà (dominio de Garraf) o su posible equivalente lateral Areniscas de Prades Superiores (dominio de Miramar-Prades-Priorat), puede mostrar bien una evolución continua o bien una interrupción sedimentaria con la unidad inmediatamente superior (Areniscas de La Creu de L'Aragall y Areniscas de Prades Inferiores, respectivamente) que en algunas zonas estaría marcada por un nivel de paleosuelos (Nivel de Paleosuelos de Prades) (Calvet y Marzo, 1994). Estas dos unidades superiores, muestran unas direcciones de paleocorrientes, en los sistemas fluviales, que indican un dominio medio hacia el SE, y con unas variaciones próximas de unos 65° hacia el N y S (Marzo, 1980).

*-Secuencia Depositional 3:* Está formada por el Complejo lutítico-carbonatado-evaporítico-superior (facies Röt) o parte alta del Buntsandstein, y el Muschelkalk inferior, con una edad Anisiense medio-superior. Representa las primeras incursiones del mar del Tethys en la cuenca. El límite superior está representado por un brusco cambio litológico de carbonatos a materiales siliciclásticos y evaporíticos del Muschelkalk medio (Calvet y Marzo, 1994).

*-Secuencia Depositional 4:* Está formada por materiales siliciclásticos, evaporíticos y carbonáticos que corresponden a los sedimentos del Muschelkalk medio y las unidades inferiores del Muschelkalk superior. Su edad abarca desde el Ladiniense inferior hasta la parte más baja del Ladiniense superior (Calvet y Marzo, 1994).

Las *Secuencias Depositionales 5, 6, 7 y 8* abarcan el resto del Muschelkalk y las facies Keuper, hasta una edad posiblemente Raetiense (Calvet et al., 1990; San Román y Aurell, 1992; Salas y Casas, 1993), alejándose del objetivo de estudio del presente trabajo, por lo que no se va a entrar en su descripción.

## 4.2 DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN SEDIMENTOLÓGICA

A partir de los datos observados en campo en las unidades de estudio, durante la realización y descripción de las columnas estratigráficas, se han podido diferenciar varios tipos de facies (Figs. 4.3, 4.4, 4.5 y 4.6), asociaciones de facies y elementos arquitecturales (Figs. 4.7, 4.8, 4.9 y 4.10) que nos permiten interpretar los sistemas sedimentarios, fluvial y eólico, que han dado lugar a los depósitos estudiados y ver su evolución entre las diferentes zonas y unidades. Aunque

se ha diferenciado entre facies y elementos de origen fluvial y de origen eólico, en algunos casos estos sistemas se encuentran relacionados. Por ejemplo, podemos encontrar facies eólicas asociadas a barras de origen fluvial que quedan expuestas y son posteriormente retrabajadas por la acción del viento, o encontrar sedimentos arrastrados por el viento e incorporados a sistemas fluviales, pasando a formar parte de barras que rellenan el canal.

En la mayor parte de los casos, las facies y asociaciones de facies diferenciadas en este trabajo en sedimentos de origen aluvial coinciden con las descritas por Miall (1992, 1996), con alguna variación o modificación añadida por nuestra parte que amplía las anteriores; en el caso de los sedimentos de origen eólico se han definido básicamente facies nuevas.

Dentro de los sistemas de origen fluvial, se han diferenciado un total de 12 facies (Fig. 4.3 y 4.4), en las que se incluyen estructuras de origen sedimentario y orgánico. Se ha observado que estas facies se encuentran asociadas preferentemente entre sí en la vertical. Estas asociaciones pueden dar lugar a unas determinadas secuencias sedimentarias que constituyen diferentes elementos arquitecturales cuya definición, descripción geométrica e interpretación se detallan en las figuras 4.7 y 4.8, en las que se hace una separación inicial entre aquellos elementos localizados dentro y fuera de los canales.

En el caso de los depósitos de origen eólico, el análisis seguido es muy similar al de los depósitos fluviales. En este caso se han diferenciado cuatro facies principales, junto con otras 10 menos frecuentes denominadas secundarias (Figs. 4.5 y 4.6). De igual modo, se observan varias asociaciones de facies que dan lugar a las secuencias sedimentarias y morfologías que son la base de los tres elementos arquitecturales definidos y descritos en las figuras 4.9 y 4.10.

Estas facies han sido observadas en diferentes zonas de toda el área de estudio, por lo que se han utilizado para ambas cuencas y en las diferentes unidades. Varía, sin embargo, la frecuencia en la presencia de unas u otras facies, en función del sector en el que nos encontremos o de la unidad estudiada.

Aunque en el presente trabajo se han situado estratigráficamente todas las unidades del ciclo Buntsandstein de las Cordilleras Ibérica y Catalana, es importante destacar que no se han descrito aquellas de litología conglomerática, que aparecen en la base de algunas zonas de ambas cordilleras; es decir, las Unidades Valdemeca, Prades superior y Garraf superior. El motivo de ello obedece, básicamente, a la limitación que muestran los conglomerados a la hora de ser analizados desde un punto de vista geoquímico y, por otro, al carácter local que generalmente tienden a mostrar. Para un mayor detalle de la sedimentología de esta unidades, nos remitimos a trabajos previos de los autores que las definieron (De la Horra et al., 2005; Marzo, 1980).



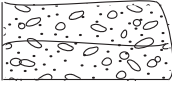

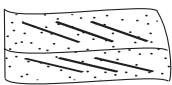
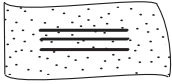
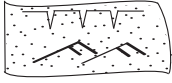
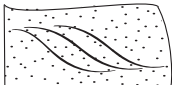

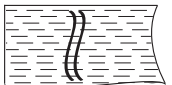
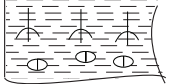


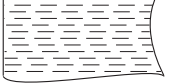
FACIES FLUVIALES	DESCRIPCIÓN	INTERPRETACIÓN
	<b>Gp</b> ; Conglomerado de cantos de cuarzo y cuarcita clasto-soportados o matriz-soportados, con abundante matriz arenosa de grano grueso de color rojo, y estructura masiva o cruzada planar.	Dunas transversales de gravas.
	<b>St</b> ; Arenisca de color rojo-rosa de grano fino a grueso, con estratificación cruzada de surco, en ocasiones con superficies de reactivación y cantos blandos y de cuarcita dispersos. <b>St1</b> : Granodecreciente; <b>St2</b> : Granocreciente	Dunas de cresta sinuosa (3D) de tipo linguoide de arena.
	<b>Sp</b> ; Arenisca de color rojo-rosa de grano fino a grueso, con estratificación cruzada planar, en ocasiones con superficies de reactivación y cantos dispersos.	Dunas de cresta recta (2D) de tipo linguoide de arena.
	<b>Sh</b> ; Arenisca de color rojo-rosa de grano fino-medio, con laminación paralela y base plana. Puede tener parting lineation.	Flujo laminar de tipo "crítico" en arenas.
	<b>Sr</b> ; Arenisca de color rojo-rosa de grano fino-medio con ripples de corriente. Puede tener grietas de desecación.	Ripples ligados a flujos de régimen bajo en arenas.
	<b>Se</b> ; Arenisca de color rojo-rosa, de grano fino a grueso con estratificación cruzada de tipo épsilon, en cuerpos aislados.	Barras de punta (point bars) en arenas, dentro de sistemas de mayor sinuosidad.
	<b>Sbp</b> ; Arenisca de color rojo-anaranjado, de grano fino-medio con restos de plantas dispersos y/o bioturbación. Pueden tener laminación paralela.	Cuerpos de arena de desbordamiento de canal o de abandono de éstos.
	<b>Fb</b> ; Lutita de color rojo (a veces verdoso) o arenisca de grano fino con estructuras de bioturbación.	Niveles lutíticos con bioturbación dentro de la llanura de inundación o en canales abandonados.
	<b>Fr</b> ; Lutita de color rojo (a veces verdoso) con estructuras de huellas de raíces y nódulos de carbonato.	Niveles lutíticos con impresiones de raíces y desarrollo edáfico dentro de la llanura de inundación o en canales abandonados.
	<b>Fi</b> ; Paquetes de lutitas con niveles centimétricos intercalados de areniscas de grano fino, de color rojo (a veces verdoso) con ripples y estratificación cruzada de bajo ángulo. Puede presentar laminación paralela.	Depósitos de desbordamiento (overbank) con morfologías de comportamiento tractivo.
	<b>Fcr</b> ; Lutitas-areniscas de grano fino de color rojo con climbing ripples.	Depósitos de desbordamiento (overbank) con alta velocidad de flujo
	<b>Fsm</b> ; Lutitas masivas de color rojo oscuro.	Depósitos de tipo backswamp.

Fig. 4.3: Facies fluviales.

FACIES FLUVIALES



Facies Gp



Facies St



Facies Sp



Facies Sh



Facies Sr



Facies Se

Fig. 4.4: Imágenes de campo de las facies fluviales.



FACIES FLUVIALES



Facies Sbp



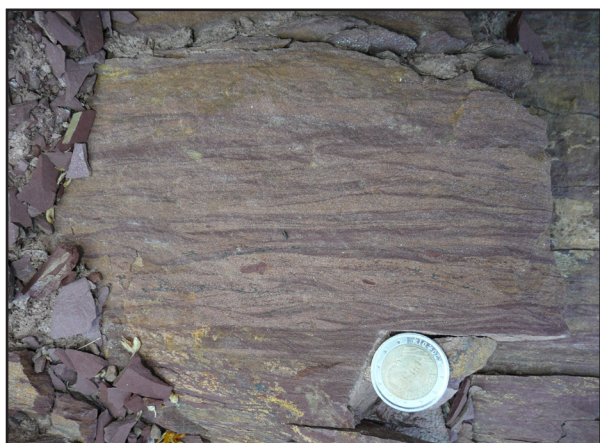
Facies Fb



Facies Fr



Facies Fl

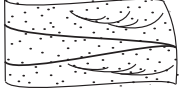
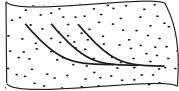
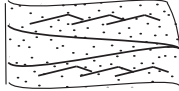
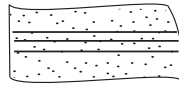


Facies Fcr



Facies Fsm

Fig. 4.4: Imágenes de campo de las facies fluviales (continuación).

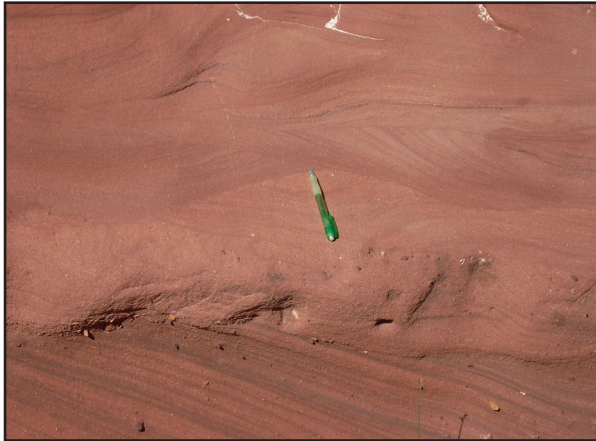
FACIES EÓLICAS PRINCIPALES	DESCRIPCIÓN	INTERPRETACIÓN
	<b>A;</b> Areniscas de grano fino-medio subesféricos-esféricos, con estratificación cruzada de surco. Aparece en láminas de 1-2 cm de potencia inversamente gradadas, formando caras de avalancha que alcanzan 30° de inclinación.	Migración de dunas eólicas con caras de avalancha sinuosas.
	<b>B;</b> Areniscas de grano medio subesféricos-esféricos, con estratificación cruzada planar, dispuestas en láminas de 1-2 cm potencia inversamente seleccionadas con una inclinación que alcanza 30° y cierta continuidad lateral. Los procesos de grainflow son frecuentes en las caras de avalancha.	Migración de dunas eólicas de tipo transversal de pequeña escala con caras de avalancha planas.
	<b>C;</b> Areniscas de grano fino y esféricos, mostrando laminaciones onduladas o cruzadas de muy pequeña escala que constituyen niveles de 0,5-3cm de potencia.	Migración de ripples eólicos que pueden formar trenes de ripples.
	<b>D;</b> Areniscas de grano fino-medio esféricos, dispuestas en láminas milimétricas planares o semiplanares constituyendo láminas de 0,1-0,3 m de potencia. Esporádicamente muestra bioturbación de muy pequeña escala.	Estructuras laminadas formadas durante etapas de vientos de alta velocidad en los que hay escaso sedimento disponible.

FACIES EÓLICAS SECUNDARIAS
<b>rs;</b> Superficies de reactivación separando areniscas de diferente tamaño de grano.
<b>wgf;</b> Depósitos de grainflow formando pequeñas cuñas de arenisca que ganan en espesor pendiente abajo y con granoselección inversa.
<b>ss;</b> Pequeños surcos de erosión separando areniscas de origen fluvial y eólico.
<b>msc;</b> Láminas masivas de areniscas con tamaño de grano medio-grueso.
<b>ad;</b> Depósitos de avalancha.
<b>ds;</b> Estructuras de deformación plástica.
<b>md;</b> Capas finas de limos- areniscas de grano fino con aspecto laminado.
<b>df;</b> Superficies de deflacción con cantos subredondeados < 8 cm.
<b>ilsg;</b> Láminas aisladas de granos muy bien seleccionados en gradación inversa.
<b>vs;</b> Areniscas con ventifactos dispersos o localizados dentro de una hilera de cantos.

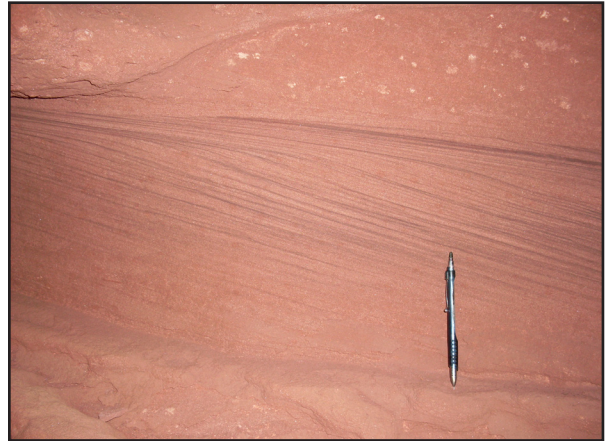
Fig. 4.5: Facies eólicas principales y secundarias.



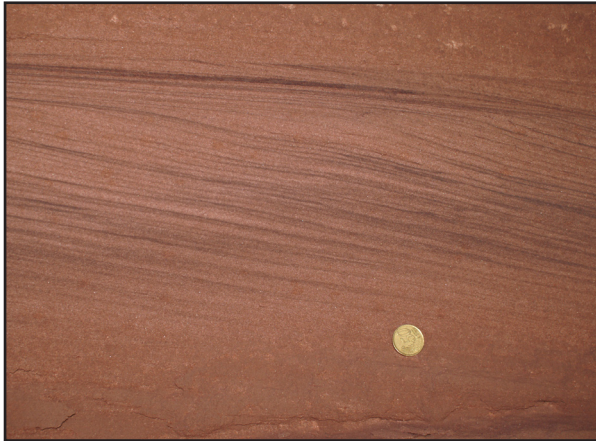
FACIES EÓLICAS



Facies A



Facies B



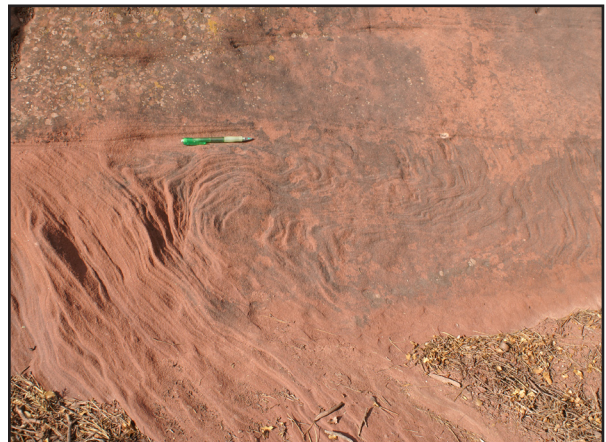
Facies C



Facies D



Facies vs



Facies ds

Fig. 4.6: Imágenes de campo de las facies eólicas.



## FACIES EÓLICAS



Facies df



Facies wgf



Facies ilsg



Facies md



Facies rs



Facies ss

Fig. 4.4: Imágenes de campo de las facies eólicas (continuación).


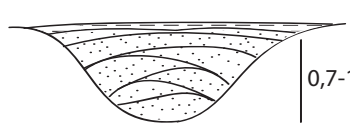
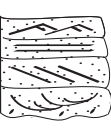
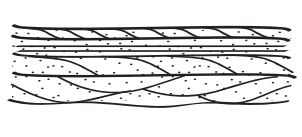
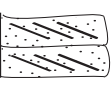
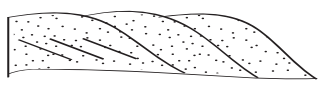
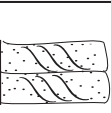
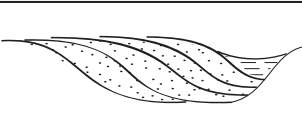
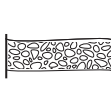
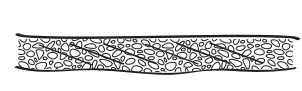
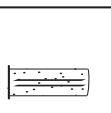
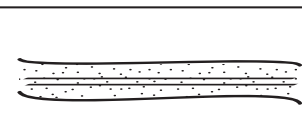

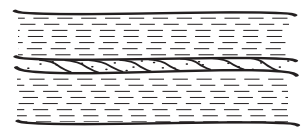

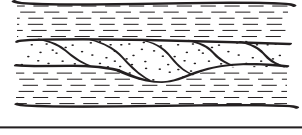

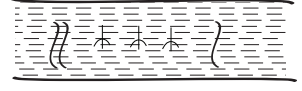
	ELEMENTO	ASOCIACIÓN DE FACIES	GEOMETRÍA
Dentro del canal	<b>CH</b> ; Canal con límites definidos (puede estar aislado).	0,9m 0m  Fl, Fb Sr Sh Sp St	 0,7-1,1m
	<b>SBe</b> ; Megaripples (mesoformas) de arena con base erosiva y lag basal. <b>SBp</b> ; Megaripples (mesoformas) con base plana.	0,7m 0m  Sr Sh Sp St wgf A, C	 0,3-0,8m
	<b>DA</b> ; Acreción aguas abajo de mesoformas de arena.	0,8m 0m  Sp	 0,6-1,2m
	<b>LA</b> ; Acreción lateral de mesoformas de arena.	0,8m 0m  Se	 0,7-1,2m
	<b>GB</b> ; Mesoformas (dunas) de gravas.	0,7m 0m  Gp	 0,7-0,9m
	<b>LS</b> ; Colmatación de canal. Cuerpos centimétricos de arenisca con laminación paralela a semiparalela.	0,4m 0m  Sh Sbp	 0,3-0,5m
Fuera del canal desbordamiento (overbank)	<b>LV</b> ; Levee. Cuerpos de arenisca >1m con laminación muy tendida.	>1m  Fr, Fb Fl, Fh Fr	 0,2-0,8m
	<b>CS</b> ; Crevasse splay y/o channel. Cuerpos de arena <1m.	<1m  Fb St Sp Fr, Fsm	 0,8-1,5m
	<b>FF</b> ; Depósitos de llanura de inundación (floodplain)	1,5m 0m  Fr Fms Fb	 0,4-1,5m

Fig. 4.7: Elementos arquitecturales fluviales.



ELEMENTOS ARQUITECTURALES FLUVIALES



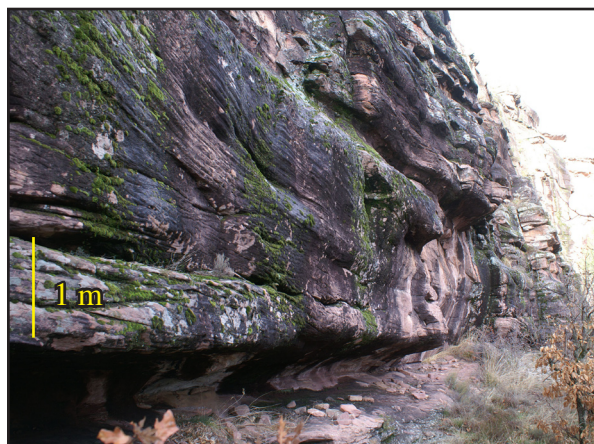
Canal (CH)



Megarriple (SB)



Megarriple de gravas (GB)



Acreción aguas abajo (DA)



Macroformas con acreción lateral (LA)



Colmatación de canal (LS)

Fig. 4.8: Imágenes de campo de los elementos arquitecturales fluviales.



### ELEMENTOS ARQUITECTURALES FLUVIALES



Levee (LV)



Crevasse splay (CS)



Llanura de inundación (FF)

Fig. 4.8: Imágenes de campo de los elementos arquitecturales fluviales (Continuación).

### ELEMENTOS ARQUITECTURALES EÓLICOS

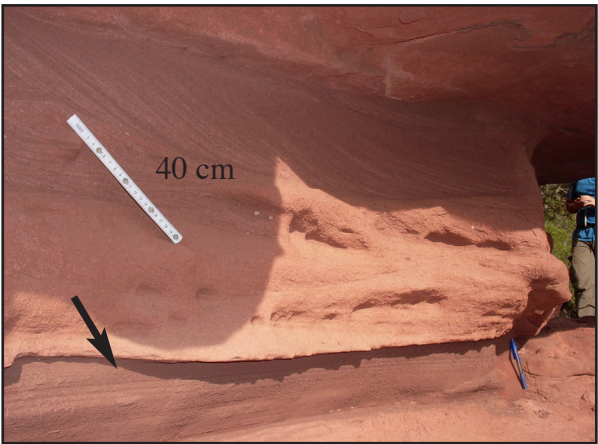


Elemento e1



Elemento e2

Fig. 4.9: Imágenes de campo de los elementos arquitecturales eólicos.



Elemento e3

Fig. 4.9: Imágenes de campo de los elementos arquitecturales eólicos (Continuación).

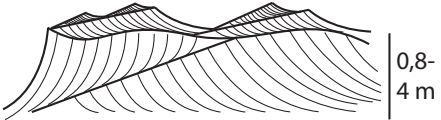
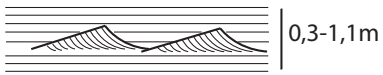
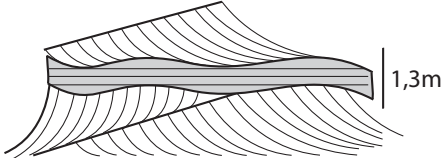
ELEMENTOS ARQUITECTURALES EÓLICOS		
ELEMENTO	ASOCIACIÓN DE FACIES (pricipales y asociadas)	GEOMETRÍA
<b>e1:</b> Duna eólica	<b>a, b, c</b>  rs, wgf, vf	
<b>e2:</b> Mantos de arena (sandsheet) de origen eólico. Presentan bajo relieve y poco sedimento para ser transportado. Tienen una extensión lateral variable.	<b>c</b>  msc, df, vf	
<b>e3:</b> Interduna (Mixto eólico-fluvial) Muestran forma irregular, con extensión lateral variable. Pueden indicar una mayor o menor saturación en agua, representando episodios fluviales o encharcamientos.	<b>b</b>  wrl, ss, vf, ilsg	

Fig. 4.10: Elementos arquitecturales eólicos.



Como ya se ha comentado en el capítulo anterior, las unidades descritas en la Cordillera Ibérica (Formación Cañizar y Formación Eslida) están divididas en seis subunidades (miembros) cada una de ellas (López-Gómez, 1985; López-Gómez y Arche, 1993a, 1999). Estas subunidades presentan poca variación lateral en sus características sedimentarias excepto en la zona situada más al este (Benicassim). Por el contrario, en el caso de la Cordillera Costero Catalana, las unidades muestran una gran variación lateral entre los tres dominios anteriormente citados.

La interpretación sedimentológica de las unidades estudiadas en las Cordilleras Ibérica y Costero Catalana se basa, pues, en la interpretación de los elementos arquitecturales y en la distribución vertical de los mismos, que nos permitirá comprender la evolución sedimentaria general de dichas unidades. Todas estas variaciones quedan representadas en la figuras 4.11 y 4.12, y pasan a detallarse a continuación.

##### **4.2.1 CORDILLERA IBÉRICA**

La sedimentación durante el Triásico Inferior-Medio comienza con la Formación Cañizar, concretamente con la Unidad Valdemeca, que constituye la parte inferior del miembro basal de dicha formación (C1), en la zona más occidental. Esta unidad está constituida por depósitos siliciclásticos de origen continental donde predominan los elementos GB, LS y SBp (Fig. 4.11). Son depósitos generados próximos a áreas fuentes locales, desarrollándose como sistemas fluviales de tipo braided de gravas poco confinados que llegan a constituir megarriples mixtos de grava y arena, con direcciones de paleocorriente dominantes hacia el SE. La aparición de cantos con caras facetadas debido a la acción del viento, e incluso con pátinas de óxidos de hierro que los recubren, nos lleva a pensar también en una influencia eólica durante los periodos de aguas bajas.

En esta evolución, dentro de las subunidades C2, C3 y C4, se desarrolla un sistema fluvial de tipo braided de arenas, en una cuenca más amplia con drenaje hacia el SE. La mayor parte de los depósitos corresponden con los elementos SBe y SBp, que están relacionados con depósitos de relleno de canal y barras básicamente transversales, en el que apenas aparecen depósitos de llanura de inundación, salvo, puntualmente, en la subunidad C4, donde se evoluciona desde rellenos de canales con estructuras de porte variable hasta depósitos ligados a llanura de inundación mostrados por el elemento FF. Depósitos fluviales similares han sido descritos previamente por otros autores como Cant y Walker (1978), Miall (1978), Crowley (1983), Ramos et al. (1986), Bridge y Mackey (1993), Bourquin et al. (2006), Gibling (2006). Junto con estas estructuras se observan, puntualmente, retoques eólicos a techo de algunas barras, representados por el elemento e1. Estos depósitos estarían constituidos por dunas de pequeña escala y ripples, relacionados con etapas de aguas bajas. En la parte más oriental de la Cordillera Ibérica, en la sección de Benicassim, junto con las estructuras antes señaladas

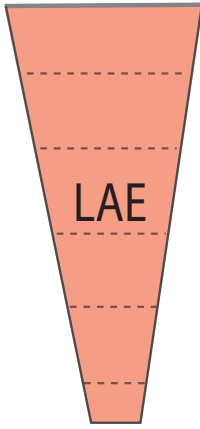
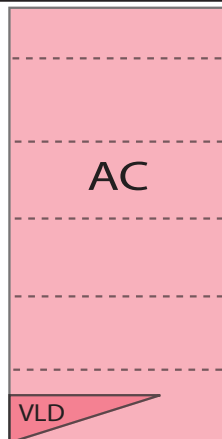
	CORDILLERA IBÉRICA		
		SUBUNIDADES	ELEMENTOS ARQUITECTURALES
 LAE	FORMACIÓN ESLIDA	E6	CS, LA, FF, SBe, CV
		E5	SBe, SBp
		E4	CS, FF, SBe, LV, LS
		E3	SBe, CS, FF, LS
		E2	SBe, CS, FF, LS
		E1	SBe, SBp
 AC VLD	FORMACIÓN CAÑIZAR	C6	SBe, SBp
		C5	SBe, DA, GB, e1
		C4	SBp, DA, CH, FF, e1 <b>e3(Benicassim)</b>
		C3	SBe, SBp, e1 <b>e2(Benicassim)</b>
		C2	SBe, SBp
		C1	GB, LS, SBp

Fig. 4.11: Distribución de los principales elementos arquitecturales a lo largo de las distintas subunidades de las Formaciones Cañizar y Eslida en la Cordillera Ibérica. Los elementos marcados en negrita se encuentran exclusivamente en la columna de Benicassim (sector B2). Abreviaturas: VLD: Unidad Valdemeca. AC: Fm. Areniscas del Cañizar. LAE: Fm. Lutitas y Areniscas de Eslida. Para un mayor detalle de las unidades estratigráficas ver Fig. 4.1.

aparecen también los elementos e2 y e3 (Fig. 4.11).

Dentro de la Formación Cañizar, a pesar de su gran homogeneidad litológica y estructural, se puede observar una clara evolución vertical, sobre todo en la parte superior de la formación. El cambio más significativo se produce en el MBS-5, es decir, entre la subunidad C4 y la C5, donde se aprecian diferencias como el aumento del tamaño de grano y de la potencia de las estructuras sedimentarias, representadas por los elementos DA, SBe y, puntualmente GB, junto con la aparición de bioturbación, el desarrollo de niveles con raíces y la formación de paleosuelos incipientes. Se trata de un cambio importante que también será abordado en otros capítulos más adelante. El retoque eólico a techo de las estructuras fluviales en etapas de mayor aridez, principalmente en las subunidades C3 y C4 es también común en toda la cuenca. La parte más alta de la Formación Cañizar está representada nuevamente por el relleno de canales

fluviales mediante barras de tipo transversal.

La Formación Cañizar, por tanto, se caracteriza por el desarrollo de secuencias fluviales generalmente incompletas relacionadas con la evolución de canales y barras, interrumpidas por superficies de reactivación y superficies erosivas, y con frecuentes procesos de avulsión en un ambiente árido con periodos estacionales secos y más húmedos, durante una época de poca subsidencia.

En la sección de Benicassim, sin embargo, podemos observar facies fluviales que están relacionadas con el relleno de canales fluviales mediante barras básicamente transversales dentro de un sistema de tipo braided de arenas, que periódicamente se ve interrumpido por la llegada de depósitos eólicos relacionados con campos de dunas, con direcciones de paleovientos dominantes hacia el S-SW, que van siendo cada vez más importantes en la parte media de la formación. La superposición de elementos e1, e2, e3, constituirían un desarrollo vertical complejo, similar a los descritos por Brookfield (1992), Langford y Chan (1993), Benan y Kokurek (2000) y Cain y Mountney (2009). En conjunto representarían dunas eólicas de tipo transversal con una orientación de las caras de avalancha perpendicular la dirección predominante de vientos y, puntualmente, con intercalaciones de sedimentos de interduna.

Por estas características, la correlación de las diferentes subunidades de la sección de Benicassim con el resto de la Cordillera Ibérica se hace más difícil (Fig. 4.12), ya que los MBS son más complicados de reconocer, sobre todo en esta parte media de la unidad. En la parte superior vuelven a dominar las estructuras relacionadas con sedimentos fluviales, donde aparecen las huellas de tetrápodos más antiguas de la Cordillera Ibérica encontradas hasta el momento (Gand et al., 2010), que serán descritas en detalle en el capítulo de contenido paleontológico.

En la Formación Eslida también podemos apreciar una clara evolución vertical de facies (Fig. 4.11). Dichos cambios fueron descritos por Arche y López-Gómez (1999), dividiendo la formación en 6 subunidades en función de sus características sedimentológicas (Fig. 4.12).

La subunidad E1 predominan las facies Sp y Sr, dando lugar a secuencias incompletas de barras transversales y relleno de canal. Esta unidad sólo aparece representada en la zona de Alfondeguilla.

Las subunidades E2, E3 y E4 son en general similares, con un predominio de las facies lutíticas sobre las arenosas. Entre ellas, la diferencia principal estriba en el desarrollo y organización de los sistemas fluviales con direcciones de paleocorrientes dominantes hacia el S-SE, pudiendo estar más o menos amalgamados o formar, incluso, cuerpos de tipo

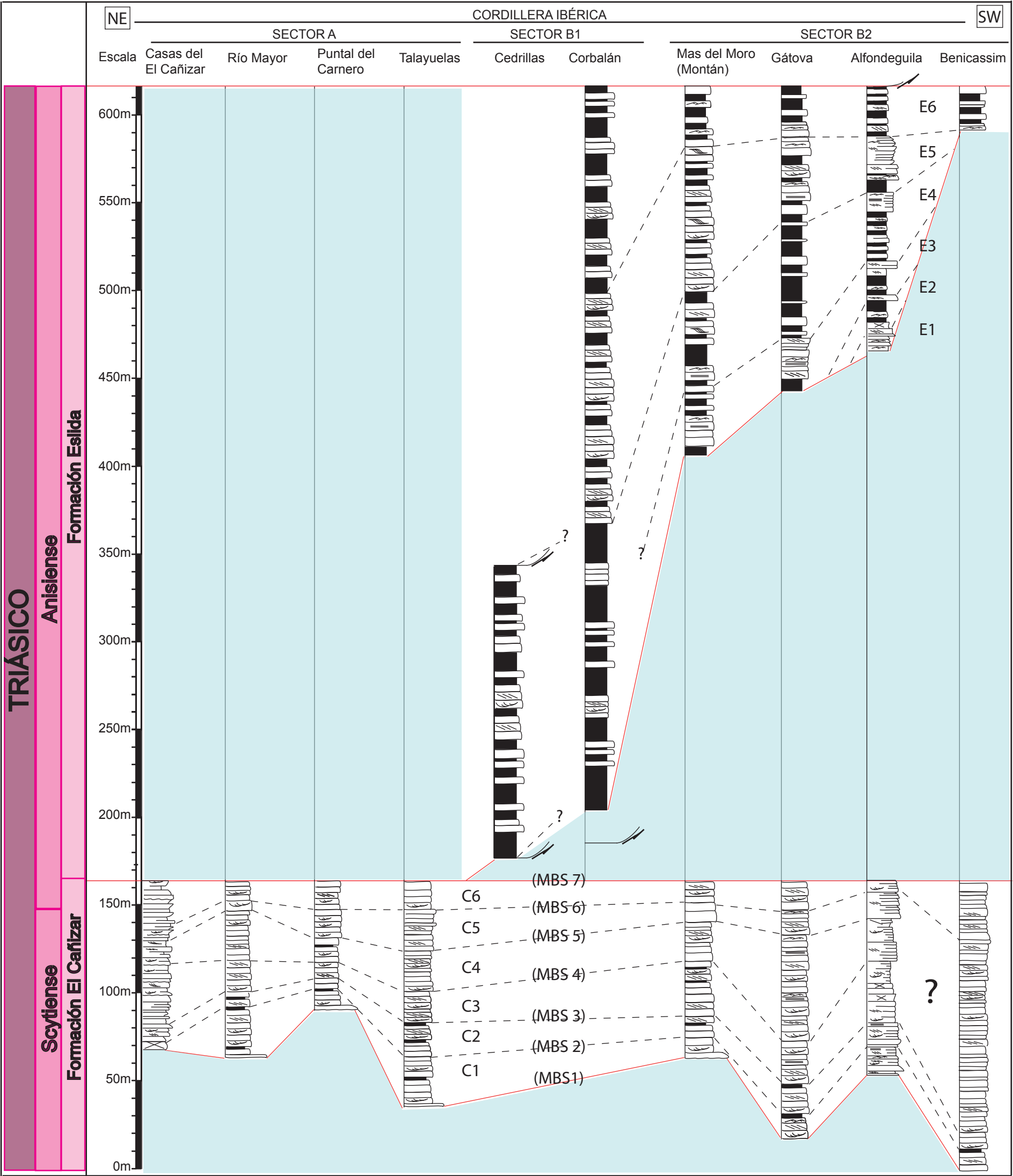


Fig. 4.12: Correlación entre las unidades y subunidades de la Cordillera Ibérica.





“nested”. En la subunidad E5, por el contrario, hay un aumento considerable de las secuencias correspondientes a rellenos de canal y a desarrollo de barras, lo que indicaría un aumento de la energía y una reactivación general del sistema. Son cuerpos amalgamados con una amplia extensión lateral, donde se han podido encontrar restos importantes de vegetales.

Finalmente en la subunidad E6, comienzan a parecer otro tipo de estructuras sedimentarias, como los ripples de oscilación y laminación de tipo flaser, o un aumento de los pseudomorfos de sales, indicando con ello el comienzo de la transgresión marina que llevaría a las facies de tipo Röt y Muschelkalk (López-Gómez y Arche, 1992b).

En esta formación las secuencias más frecuentes son también grano-decrecientes, pero con una mayor proporción de niveles lutíticos que llegan a superar más de la mitad del contenido total de la unidad. Las secuencias sedimentarias son generalmente más completas que en la Formación Cañizar y predominan los elementos arquitecturales FF, CS y LV, es decir, de llanura de inundación y depósitos de desbordamiento localizados fuera del canal. Este tipo de depósitos marca otra diferencia respecto a la unidad inferior, que consiste en la mayor presencia de niveles de paleosuelos y bioturbación, junto con restos de plantas e icnitas de tetrápodos.

Los cuerpos arenosos intercalados dentro de los lutíticos están relacionados con rellenos de canales, los cuales podemos asociar básicamente con los elementos SBe, SBp, y puntualmente LA. Estos cuerpos representarían sistemas fluviales de tipo braided y meandriforme que surcarían las llanuras de inundación, provocando periódicos desbordamientos del sistema que se reflejarían en depósitos de tipo levee y crevasse, o elementos LV y CS. Ejemplos similares han sido descritos por Bown y Kraus (1987) y Kirschbaum y McCabe, (1992). Se desarrollaría durante un periodo cálido y seco aunque con una mayor estacionalidad y humedad que durante la sedimentación de la Fm. Cañizar. La aparición de esta unidad únicamente en el sector E de la Cordillera Ibérica, indicaría que ésta fue una zona con una mayor subsidencia durante este tiempo, lo que permite un mejor y mayor desarrollo de las secuencias sedimentarias que en el caso de la unidad anterior (Arche y López-Gómez, 1999b).

#### **4.2.2 CORDILLERA COSTERO CATALANA**

Por el momento no se ha podido establecer una clara correlación de las unidades descritas entre los diferentes sectores en los que se divide la Cordillera Costero Catalana (Marzo, 1980). Esta limitación es debida a las diferencias en la evolución de cada uno de ellos, básicamente en relación a la tectónica y tasa de subsidencia, pero también debido a la falta de datos cronoestratigráficos que nos confirmen la edad de las distintas unidades (Fig. 4.13). Sin embargo, aunque algunas de las unidades descritas para el ciclo Buntsandstein en esta cordillera sufren variaciones laterales importantes, llegando a no ser reconocidas en los tres sectores, la

sucesión sedimentaria es, en rasgos generales, parecida en todos ellos (Fig. 4.14), con unos límites entre algunas unidades que muestran unas características reconocibles y comparables, permitiendo, para algunos casos, una posible correlación entre los tres sectores.

Este ciclo comienza en esta cordillera con unas unidades conglomeráticas que muestran diferencias en composición y estructuras sedimentarias entre ellas. Se trata de las unidades Conglomerados de Prades Superiores, Conglomerados de Garraf Superiores y parte conglomerática de la Secuencia Riera de San Jaume, en los sectores de Miramar-Prades-Priorat, Garraf y Montseny-Llobregat, (Ca1, Ca2, Ca3) respectivamente (Figs. 4.2, 4.13 y 4.14). Estas unidades conglomeráticas, como se comentó anteriormente, no serán estudiadas en detalle dentro de este trabajo, aunque se las localiza estratigráficamente para enmarcar la evolución de las tres subcuencas. Se trata, en cualquier caso, de unidades relacionadas con la evolución de sistemas aluviales próximos a las áreas fuente y que marcan los primeros pulsos de relleno del ciclo Triásico (Calvet y Marzo, 1994). Forman secuencias grano-decrecientes que se asemejan al elemento arquitectural de tipo GB, y están relacionados con sistemas de gran energía y poco confinados que llegarían básicamente desde el N.

Sobre estas unidades, al igual que sucede en la Cordillera Ibérica, encontramos un cambio gradual pero muy importante en la sedimentación, que muestra el paso a unidades mucho más arenosas. Se trata de las unidades Areniscas de Prades Inferiores, Areniscas de Eramprunyà y la parte arenosa de la secuencia Riera de San Jaume, en los sectores de Prades, Garraf y Montseny respectivamente (Fig. 4.13). Estas unidades, sin embargo, no son iguales en los tres sectores (Marzo, 1980). En el caso del sector de Miramar-Prades-Priorat, hay secciones, como las de Mont Roig (Virgen de la Roca) y L'Albiol, en las que los elementos son fundamentalmente SBe en la base, SBe y FF con pequeñas incursiones de e1 en la parte media y nuevamente SBe y FF a techo. Sin embargo, en este mismo sector, más hacia el S, en la zona de San Gregori (Fig. 4.14), esta unidad está representada básicamente por una sucesión de los elementos arquitecturales e1 y e2-e3, en menor proporción.

El registro sedimentario, por lo tanto, muestra como esta zona estaría bajo la influencia de un clima árido y estacional, en el que predomina el desarrollo de un sistema eólico, especialmente hacia el sur del dominio Ca1 (Miramar-Prades-Priorat), con direcciones de paleovientos preferentes hacia el W-SW, con poca movilidad lateral pero con un desarrollo importante en el tiempo junto con depósitos de origen fluvial. El tipo de caras de avalancha de las dunas, perpendiculares a la dirección predominante del viento, permite atribuirles a dunas de tipo transversal entre las que se desarrollarían zonas de interduna y mantos de arena (sandsheet). Hacia el norte de este dominio estos sedimentos de tipo eólico se encuentran cada vez de forma más aislada, dando paso a un mayor predominio de las facies fluviales.

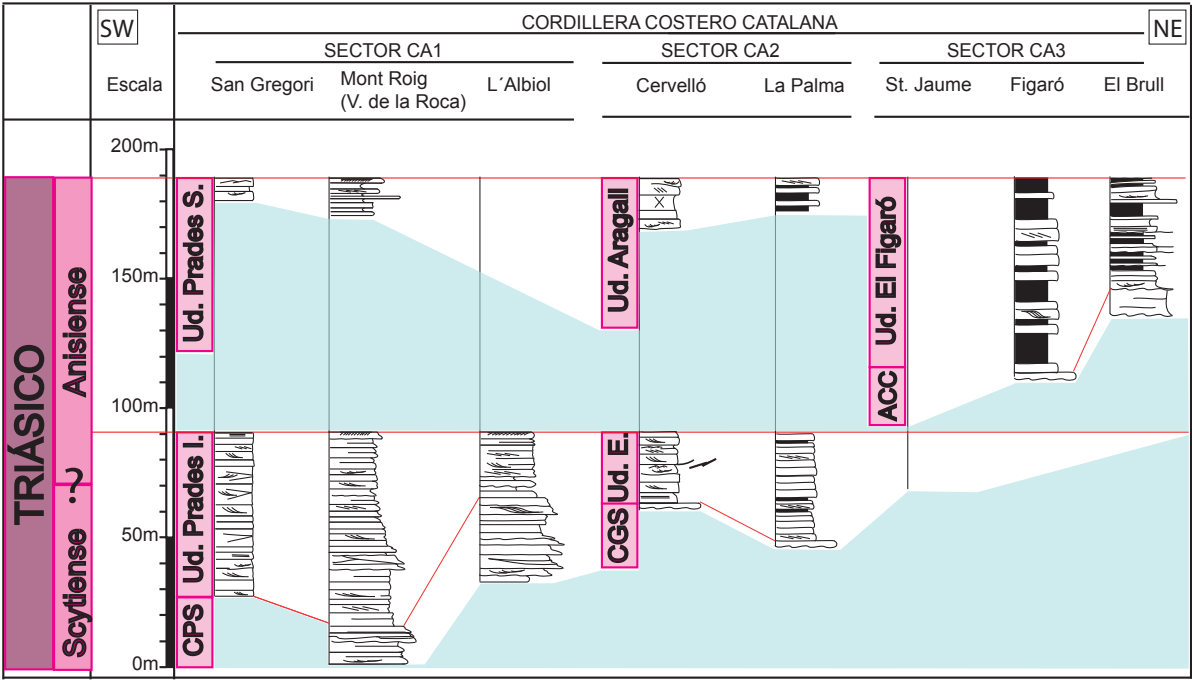


Fig. 4.13: Correlación entre las unidades de los diferentes dominios de la Cordillera Costero Catalana.

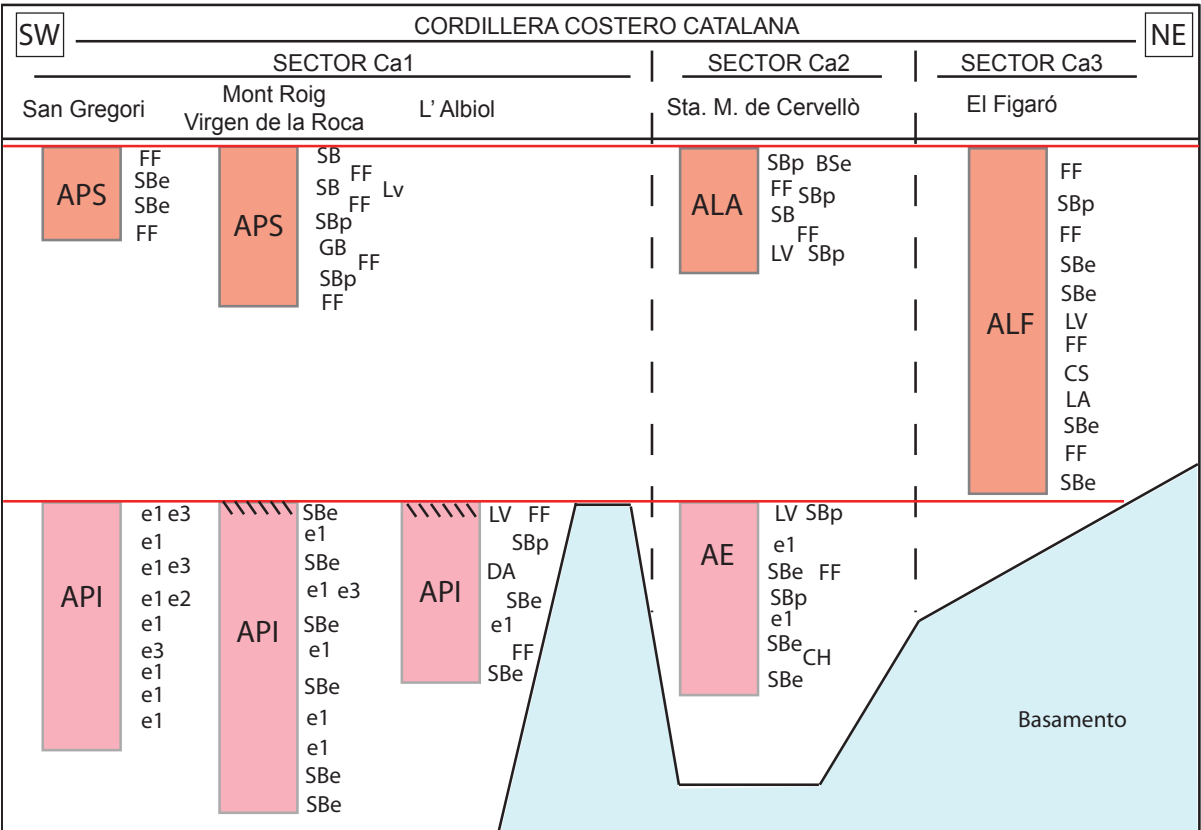


Fig. 4.14: Síntesis de la distribución de los principales elementos arquitecturales fluviales y eólicos, a lo largo de las distintas unidades de los tres dominios en los que está dividida la Cordillera Costero Catalana. Abreviaturas: API: Ud. Areniscas de Prades Inferiores. APS: Ud. Areniscas de Prades Superiores. AE: Ud. Areniscas de Eramprunyà. ALA: Ud. Areniscas de la Creu de L'Aragall. ALF: Ud. Areniscas y Lutitas del Figaró. Para un mayor detalle de las unidades estratigráficas ver Fig. 4.2.

Este tipo de depósitos es similar a los ejemplos descritos por Cain y Mountney (2009) en los sedimentos Pérmicos de la Formación Organ Rock, con sedimentos eólicos claramente interdigitados entre los fluviales, y en Kocurek y Havholm (1993) y Rodríguez-López et al. (2010). En el sector central Ca2 (Garraf), el dominio de la sedimentación en la unidad Eramprunyà es principalmente de tipo fluvial, mostrando el desarrollo de sistemas fluviales de tipo braided, más o menos confinados, que se ven afectados, en etapas de abandono, por la acción eólica que retocaría la parte más alta de las barras fluviales.

La parte superior del ciclo estudiado en la Cordillera Costero Catalana está representado básicamente en el sector Ca3 (Montseny-Llobregat), mientras que en los otros dos situados más al S esta etapa está poco o nada representada, aspecto que nos vuelve a hacer pensar en la diferente actividad tectónica de cada sector (Fig. 4.13). El desarrollo de estas unidades recuerda bastante al descrito para la Formación Eslida en la Cordillera Ibérica. Se trata pues de intercalaciones de cuerpos de arenisca donde dominan los elementos SBe, SBp y LA, entre lutitas que muestran un dominio de los elementos FF, LV y CS. En conjunto representan el desarrollo de sistemas fluviales de tipo braided o meandriforme que migrarían básicamente desde el norte, entre amplias llanuras de inundación donde los procesos de derrame serían frecuentes, dejando niveles intercalados producidos por depósitos de levee y crevasse splay. Representarían un cambio en las condiciones en las que se depositaron las unidades inferiores, con un aumento de los periodos húmedos que favorecerían el desarrollo de vegetación y suelos, lo cual queda reflejado por el aumento de facies Fr en esta unidad.

### 4.3 CONSIDERACIONES CLIMÁTICAS Y PALEOGEOGRÁFICAS

La información que obtenemos a partir del análisis sedimentológico, nos permite determinar una serie de cambios en el clima durante la sedimentación de las unidades estudiadas, tanto en la Cuenca Ibérica como en la Costero Catalana. Existen unas variaciones que quedan marcadas, en diferentes episodios:

El primero en la parte media de la Formación Cañizar (entre las subunidades C1-C4) (Fig. 4.15), donde un pulso seco y con altas temperaturas creó unas condiciones semiáridas en el SE de la Cuenca Ibérica y áridas en el E de la misma, en la zona de Benicassim. Esta situación se hizo aún más extrema en la zona central y S del sector de Miramar-Prades-Priorat, en la Cordillera Costero Catalana, durante la sedimentación de la unidad Areniscas de Prades Inferiores, donde los sistemas fluviales debieron circular entre campos de dunas eólicas e, incluso

Dentro de la Formación Cañizar, el MBS 5, que separa las subunidades C4 y C5,

representa una superficie erosiva importante, que como veremos seguidamente se correspondería con una superficie de 7º orden según Miall (1985, 1996), la cual implicaría una interrupción sedimentaria entre  $10^5$ - $10^6$  Ma. Esto refleja una implicación tectónica mayor (Fig. 4. 15), con discordancia de bajo ángulo que marca dos ciclos sedimentarios bien diferenciados mostrando una clara reactivación en el superior. Consideramos que este límite es igualmente diferenciable en la Cordillera Costero Catalana, en la Formación Eramprunyà, al menos en la zona de Garraf (Fig. 4.16), pues se aprecian cambios sedimentarios similares y otros de tipo biótico que serán comentados más adelante. Este límite podría ser también equivalente al descrito por Bourquin et al. (2006) como discordancia Hardgensen en Alemania y Francia y cuya localización estratigráfica es similar a la que aquí describimos.

El segundo episodio que podemos señalar se situaría en la parte alta de la Formación Eslida, en la que se produce una mayor estacionalidad climática, donde posiblemente se dan las condiciones más húmedas del conjunto de unidades que estudiamos. Esta franja está situada en la subunidad E5 en la que se producen importantes cambios en el estilo de sedimentación (Arche y López-Gómez, 2005) y da paso a la aparición de un mayor contenido en fauna y flora, como se verá más adelante. Consideramos que, por su localización estratigráfica, y

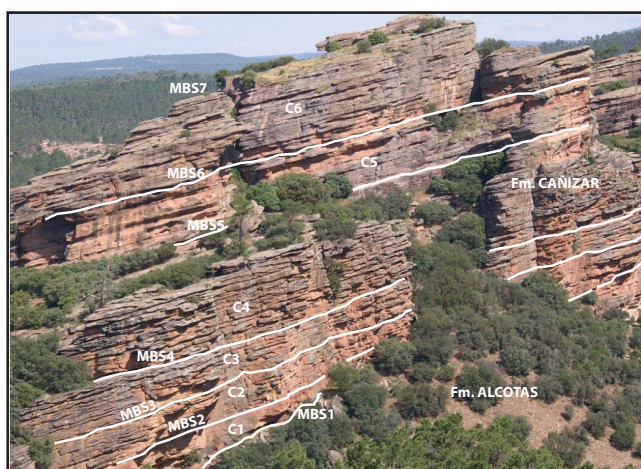


Fig. 4.15: Superficies limitantes mayores (MBS) separadas dentro de la Fm. Cañizar y que limitan los diferentes miembros o subunidades .

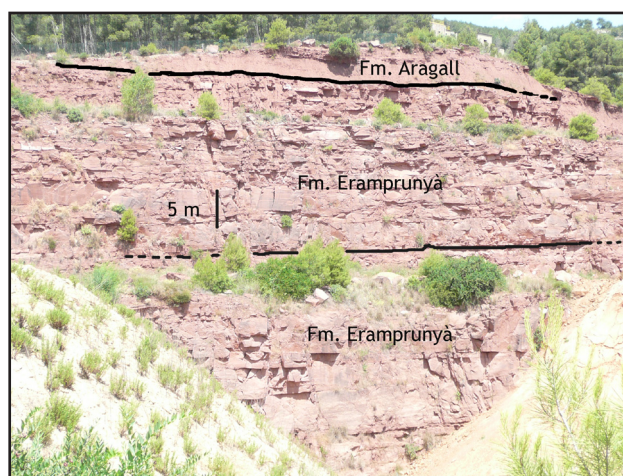


Fig. 4.16: Límite que marca el cambio más importante en la sedimentación dentro de la Ud. Eramprunyà. Esta superficie mayor podría ser equivalente a la MBS-5 descrita en la Cordillera Ibérica.

por las características sedimentológicas, la subunidad E5 podría mostrar un equivalente en la columna de El Figarò, y en la unidad que recibe este mismo nombre. Este tramo o subunidad muestra estructuras sedimentarias que indican el desarrollo de sistemas fluviales con más caudal y energía que en el resto de la formación, al igual.

Las variaciones climáticas entre estos dos episodios no se produjeron, sin embargo, de forma brusca, sino que hay datos que indican cambios progresivos. Así, en la base de la Formación Cañizar (subunidades C1 y C2) y



la Unidad Areniscas de Prades Inferiores las estructuras sedimentarias nos indican que el medio era menos árido que el que posteriormente llegaría durante la sedimentación de la parte media de estas unidades (Subunidades C4 y C5 de la Formación Cañizar). De igual modo, la parte más alta de estas unidades indica volver a una situación nuevamente menos árida. Esta nueva situación parece irse progresivamente instalando dentro de las unidades superiores Eslida y Figarò hasta llegar al momento más húmedo antes señalado en el tercio más alto de ambas. Esta progresión se ve marcada por la aparición progresiva de plantas, tetrápodos y suelos que indican mayor humedad, aunque todavía habría etapas intercaladas que indicarían intensa evaporación y pérdida de agua, como muestra el desarrollo puntual de cristales de halita intercalados entre los sedimentos y las estructuras con grietas de desecación en la Formación Eslida.

Parece claro que, esta tendencia general de variación del clima se puede seguir de forma paralela en las cuencas Ibérica y Catalana, aunque. En el caso de la Rama Aragonesa de la Cuenca Ibérica (Soria et al., 2011) y en la Cuenca Catalana, las condiciones de aridez descritas son más marcadas. Este dato estaría de acuerdo con los datos publicados recientemente por Bourquin et al. (2011) en los que se puede diferenciar claramente el desarrollo de una zona de desiertos en el centro de Europa que iría progresivamente avanzando hacia el SE durante el Olenekiense, llegando primero a la Cuenca Catalana y, posteriormente y más debilitado, a la Cuenca Ibérica. El proceso no debió ser homogéneo en su avance, sino que debió estar condicionado por los diferentes umbrales que separaban las distintas cuencas (Figs. 4.17 y 4.18).

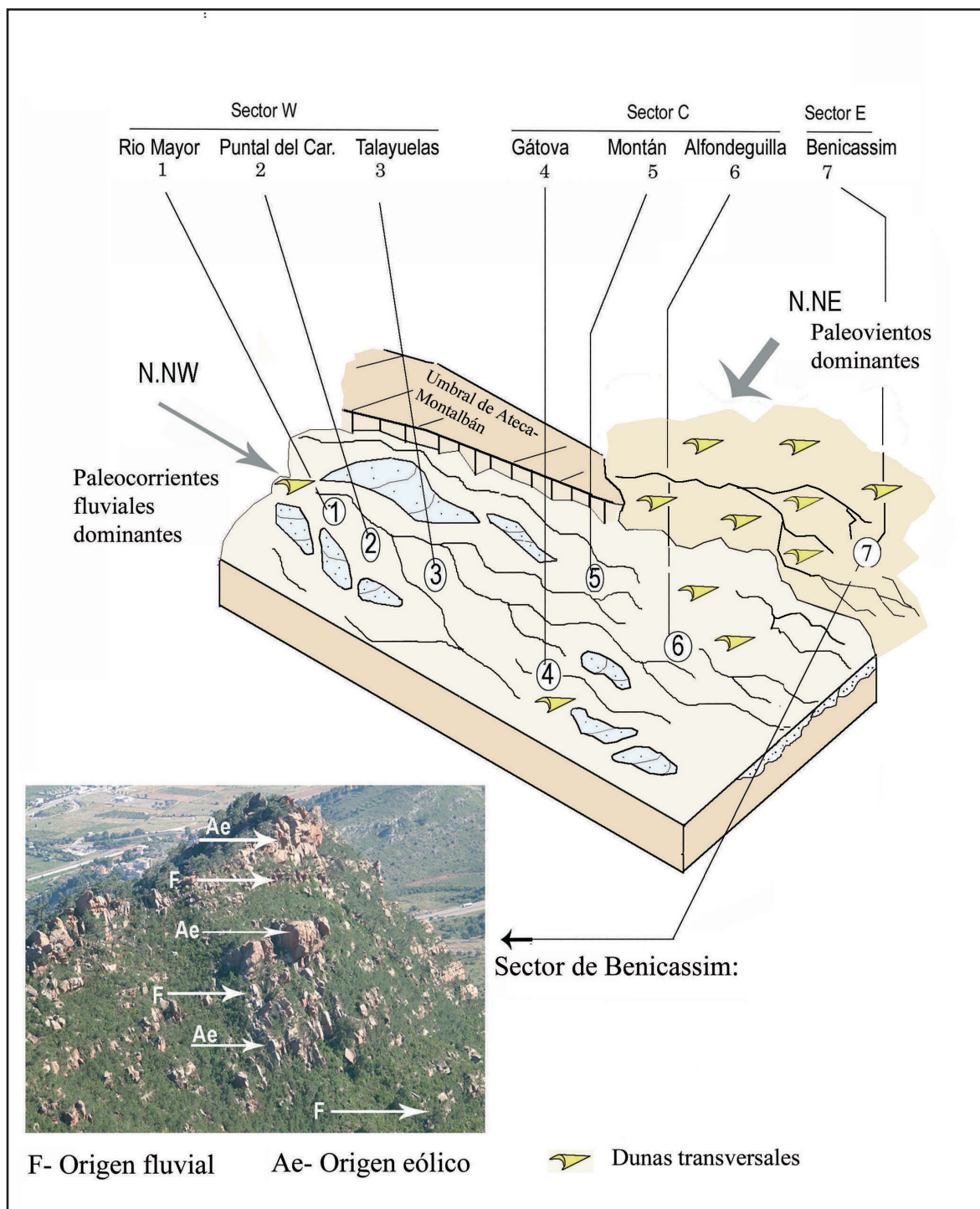


Fig. 4.17: Esquema paleogeográfico en el que se representa la distribución lateral de los ambientes fluvial y eólico en la zona de la Cordillera Ibérica.

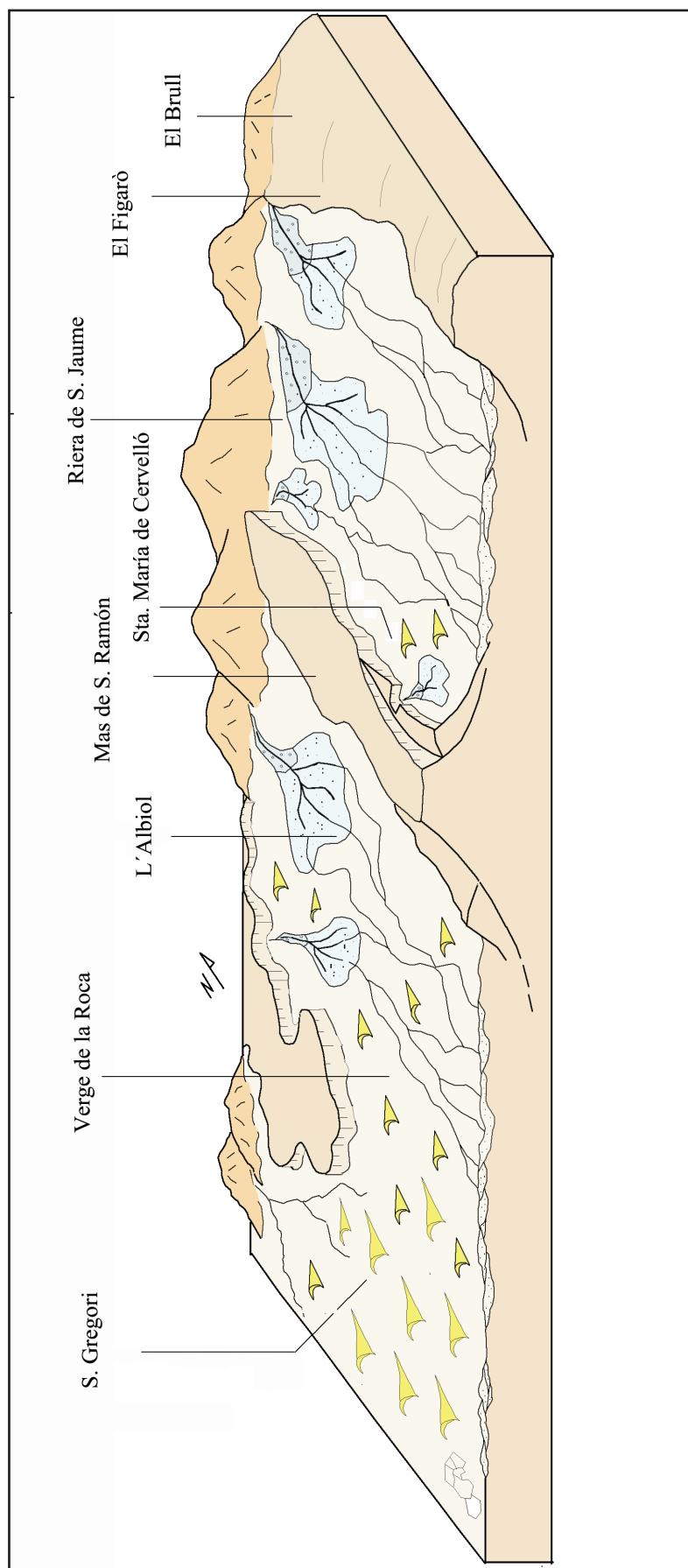


Fig. 4.18: Esquema paleogeográfico en el que se representa la distribución lateral de los ambientes fluvial y eólico, en la zona de la Cordillera Costero Catalana.

## **5. Contenido Paleontológico**



## **5. CONTENIDO PALEONTOLÓGICO**

### **5.1 INTRODUCCIÓN**

Como se ha comentado en capítulos anteriores, todos los ecosistemas, marinos y terrestres se ven afectados tras la crisis del final del Pérmico, estimándose una pérdida del 50-75% de las familias en medios continentales y alrededor del 80-96% de familias en medios marinos (Benton, 2005).

En el caso de las plantas, a pesar de los posibles sesgos tafonómicos, geográficos y climáticos, parece demostrado que a finales del Pérmico y durante el Triásico Inferior, se produce una disminución generalizada de su biodiversidad (Rees, 2002). Los máximos de diversidad durante el Pérmico se sitúan fundamentalmente en latitudes bajas, y van migrando progresivamente hacia latitudes medias durante el Triásico, lo cual sería coherente con un cambio gradual, a nivel global, hacia condiciones con un clima más cálido (Rees, 2002). La flora predominante en el Pérmico, como las gimnospermas y las coníferas, desaparecen casi por completo (hasta recuperarse posteriormente durante el Triásico Medio), dando paso a una vegetación dominada por licofitas y helechos durante el Triásico Inferior (Looy, 2008).

La reducción de biomasa en la base de la cadena trófica tuvo su repercusión también en el resto de especies que se vieron afectadas tanto por los cambios en el clima, como por la reducción de los nichos ecológicos disponibles. La crisis pérmica afectó en gran medida al grupo de los sinápsidos, que perdieron su predominio durante el Triásico. El género que consigue pasar dominando sobre el resto es el Dycinodonte *Lystrosaurus*, junto con algunos cynodontes, a partir de los cuales deriva el grupo Mammalia, cuya radiación más importante no surgirá hasta el Cenozoico. Los anápsidos también se ven afectados, de los que el grupo principal superviviente es el testudines (del que proceden las actuales tortugas). En cuanto a los diápsidos, los grupos que sobreviven a la crisis son los lepidosaurios y los arcosaurios. Este último tendrá una importante expansión sobre todo con la aparición de los dinosaurios y pasará a ser el grupo dominante durante el Mesozoico (Benton, 2005).

El deterioro de las condiciones ambientales tras la crisis de finales del Pérmico, también queda registrado en la ausencia marcada de estructuras de bioturbación producidas por organismos generalmente invertebrados. Dentro de este grupo, los insectos tienen una estrecha relación con la evolución de las plantas. Los primeros restos fósiles no aparecieron hasta hace 390 Ma., aproximadamente durante el Devónico. Sin embargo, no es hasta el Carbonífero cuando comienza un importante aumento en su diversidad, que a finales del Pérmico se ve afectada por una importante reducción coincidente con la crisis biótica del límite P-T. De los 27 órdenes que de insectos que se encontraban a finales del Paleozoico, 8 se extinguieron mientras que otros 3 se ven seriamente afectados desapareciendo durante el Triásico (Labandeira y Sepkosky, 1993).

Estos aspectos y otros que iremos viendo más adelante, quedan reflejados en las unidades estudiadas, cuyo contenido paleontológico es muy poco abundante, y en algunos tramos inexistente, por el momento. El objetivo de este capítulo es clasificar los restos encontrados y ordenarlos de manera que podamos establecer cuál es la primera aparición de cada uno, en qué zonas se produce antes y su significado paleoambiental.



En la Cordillera Ibérica se han encontrado abundantes restos de macroflora, icnitas de tetrápodos e invertebrados y otras estructuras de bioturbación, básicamente en la Formación Eslida. En el caso de la Cordillera Costero Catalana, los restos fósiles encontrados pertenecen a restos de macroflora y asociaciones de polen y esporas, junto con algunas estructuras de bioturbación. A continuación se pasan a detallar las características y localización de cada uno de los ejemplares.

### 5.2 MATERIAL Y MÉTODOS

-Macroflora: Los ejemplares han sido encontrados en las localidades de Corbalán (Teruel), Cedrillas (Teruel), Montán (Castellón) y Gátova (Castellón) dentro de la Formación Eslida, en la Cordillera Ibérica, y en las localidades de La palma y El Figaró (Barcelona) dentro de las unidades Eramprunyà y El Figaró incluidos en los dominios de Garraf y Montseny de la Cordillera Costero Catalana, respectivamente. Se trata de restos fósiles que pertenecen a licofitas, esfenofitas y coníferas, fundamentalmente, aunque también se han encontrado ejemplares menos abundantes de cicadales y pteridospermales. Su identificación ha sido realizada por la Dra. Carmen Diéguez del Museo Nacional de Ciencias Naturales.

-Asociaciones de polen y esporas: Las muestras han sido recogidas en las localidades de Río Mayor y Valdemeca (Cuenca), Cedrillas (Teruel), Gátova (Valencia) y el Brull (Barcelona). De todas ellas, sólo esta última tomada en la en la Unidad Complejo-lutítico-carbonático-evaporítico-superior ha resultado positiva, pudiéndose describir una asociación palinológica característica del Anisiense inferior. Su preparación se ha llevado a cabo en el laboratorio del Departamento de Estratigrafía-Unidad de Correlaciones Estratigráficas del Instituto de Geología Económica-Universidad Complutense de Madrid, siguiendo el método utilizado por el laboratorio de palinología de la Universidad Louis Pasteur de Estrasburgo, y su identificación ha sido realizada por el Dr. Bienvenido Díez del Departamento de Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio de la Universidad de Vigo.

-Tetrápodos: El material recopilado consta de 24 ejemplares de icnotrazas pertenecientes a diferentes grupos, encontradas en las localidades de Corbalán (Teruel) y de Benicassim (Castellón), en la Cordillera Ibérica. Todos ellos han sido identificados por el Dr. Georges Gand del Centre des Sciences de la Terre de la Universidad de Borgoña (Francia), y constan de:

Fm Cañizar (Benicassim): Lacertoides: (*Rhynchosauroides*)

Fm Eslida (Corbalán): Lacertoides: (*Rhynchosauroides*)

Cocodriloides: (*Chirotherium barthii*)

(*Isochirotherium* cf. *coureli*)

-Invertebrados: Consta de un ejemplar de ala de insecto encontrado en la localidad de Cedrillas (Teruel) identificado por el Dr. O. Béthoux del Departamento de Paleontología de la Universidad de Freiberg (Alemania), y otras estructuras de bioturbación de menor tamaño pertenecientes a rastros de invertebrados de pequeño tamaño, las cuales se han encontrado a lo largo de todas la secciones estudiadas, tanto en la Cordillera Ibérica como en la Cordillera Costero Catalana, y en las que no se ha entrado a hacer una clasificación en detalle. Sólo se han clasificado como acripes, por el Dr. Georges Gand del Centre des Sciences de la Terre de la

Universidad de Borgoña (Francia), los rastros encontrados en las localidades de Alфондегуиlla, Montán y Gátova (Castellón y Valencia), todos ellos dentro de la Formación Eslida, en la Cordillera Ibérica.

En todos los casos, salvo dos excepciones, el método de recolección de ejemplares ha sido al azar, durante la toma de datos y observaciones de campo a medida que se fueron levantando las columnas estratigráficas. Sólo en el caso de la colecta de los ejemplares de macroflora en las columnas de Gátova y Cedrillas, en vista de la aparición de varios niveles fosilíferos, se decidió muestrear con mayor detalle estos niveles. En el caso de las muestras destinadas al estudio palinológico, también fueron tomadas al azar pero en niveles que tuviesen unas características tales como grano fino y color verde, en general muy poco abundantes, de modo que el posible contenido en materia orgánica pudiese estar conservado al no haber sufrido procesos de oxidación.

## 5.3 RESULTADOS

### 5.3.1 MACROFLORA

Desde el siglo XIX las macrofloras anisienses de Alemania y Francia fueron estudiadas en detalle por numerosos autores como: Blanckenhorn, 1885; Frentzen, 1915; Schmidt, 1928; Mägdefrau, 1931; Gothan, 1937; Fuchs et al., 1991; Brongiart, 1828; Schimper y Mougeot, 1844; Fliche, 1910; Depape y Doubinger, 1963; Grauvogel-Stamm, 1969, 1978, 1991, 1993; Grauvogel-Stamm y Düringer 1983. Estos estudios muestran una gran abundancia de restos que corresponden en su mayoría a esfenofitas, helechos y coníferas.

En el resto de Europa han sido descritas macrofloras de la misma edad o similar en: Inglaterra (Grauvogel-Stamm, 1972; Dobruskina, 1994); Polonia (Schmidt, 1928; Dobruskina, 1994) e Italia (De Zigno, 1862; Schenk, 1868; van Konijnenburg-van Citter et al., 2006; Kustatscher et al., 2007; 2009; 2010a,b,) detallándose, en algunos casos, tanto la macroflora como las características palinológicas.

En la Península Ibérica, han sido descritos restos vegetales aislados y asociaciones macroflorísticas en diferentes áreas como: el área Vasco-Cantábrica, en las localidades de Erasun (Lamare, 1928) y Maya del Baztán (Muller, 1969); en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica en las localidades de Montalbán (Álvarez Ramis, 1982) y Tabuenca-Rodanas (Díez et al., 1996); en las localidades de El Torn (Almera, 1909) y Caldes de Montbui (Calzada, 1996) en Cataluña, y en las Islas Baleares en la localidad de Estellencs (Álvarez-Ramis et al., 1995; Grauvogel-Stamm y Álvarez-Ramis et al., 1996).

En comparación con estos datos, y debido a la escasez de flora Anisiense en la Península Ibérica, los restos encontrados durante este trabajo constituyen las floras más completas de las estudiadas en España, al mostrar representantes de grupos no encontrados hasta el momento, como pteridospermales y cicadales.

### 5.3.1.1 Macroflora de la Sección de Cedrillas.

Los ejemplares fueron colectados en 11 niveles distintos, cada uno de ellos con importantes diferencias en el número de ejemplares. En concreto, los niveles 30 y 36 (a 95,5 y 129 m de la base, respectivamente) constituyen una macroflora con un mayor número de restos fósiles que el resto de niveles de esta misma columna. Esto parece ser debido más a factores tafonómicos, que a las características de la propia vegetación.

En su mayoría, los ejemplares corresponden a fragmentos de licofitas, y troncos de esfenofitas y coníferas acompañados de restos vegetales muy fragmentados que indican un largo transporte y/o un largo periodo de residencia en agua (Fig. 5.1). No se han reconocido hasta el momento restos atribuibles a helechos, lo que diferenciaría esta asociación del resto de floras del Triásico Medio.

Las licofitas están representadas por un único ejemplar de un esporófilo de tipo *Annalepis/Lepacyclotes*, cuyos representantes están relacionados con el actual *Isoetes* y se consideran plantas pioneras en la recuperación de la cobertura vegetal de ambientes alterados. El resto encontrado se localiza en asociación con esfenofitas y coníferas.

Los ejemplares de esfenofitas son los restos más abundantes del conjunto de la asociación y corresponden mayoritariamente a fragmentos y moldes de tallos de diversos tamaños que, por su morfología, son atribuibles a *Equisetites* sp. También forma parte de la asociación un fragmento de tallo con hojas, cuyas características morfológicas son muy semejantes a *Schizoneura paradoxa* Schimper y Mougeot.

Los ejemplares atribuibles a las coníferas, aunque no son muy abundantes presentan la mayor diversidad con *Voltzia walchaiformis* Fliche, *Albertia* sp. y *Pelourdea* cf. *vogesiacae* Schimper y Mougeot.

### 5.3.1.2 Macroflora de la Sección de Corbalán

Se colectaron restos en 7 niveles diferentes. En general, se presentan muy carbonizados o con un tamaño muy pequeño. Estos últimos indican aloctonía y corresponden a aquellas partes vegetales con tejidos más resistentes y de mayor potencial de fosilización como: ramas y troncos. No obstante, su aparición permite deducir la existencia de una cobertura vegetal bien desarrollada en la zona (Fig. 5.2).

Tres de los niveles con restos vegetales merecen mención, tanto por la mayor abundancia relativa de restos y su composición, como por ser restos poco numerosos pero atribuibles a taxones característicos del Triásico Medio que permiten deducir aspectos paleoecológicos.

De muro a techo estos tres niveles son:

-Nivel CCOR 102 (219,5 m). Presenta la mayor abundancia de macrorrestos dentro de esta columna, los cuales se corresponden con pequeños fragmentos, indeterminables a nivel genérico, de tallos, troncos y ramas de esfenofitas y coníferas, respectivamente.

-Nivel ECOR 104 (378,5 m). El único ejemplar encontrado corresponde a un fragmento



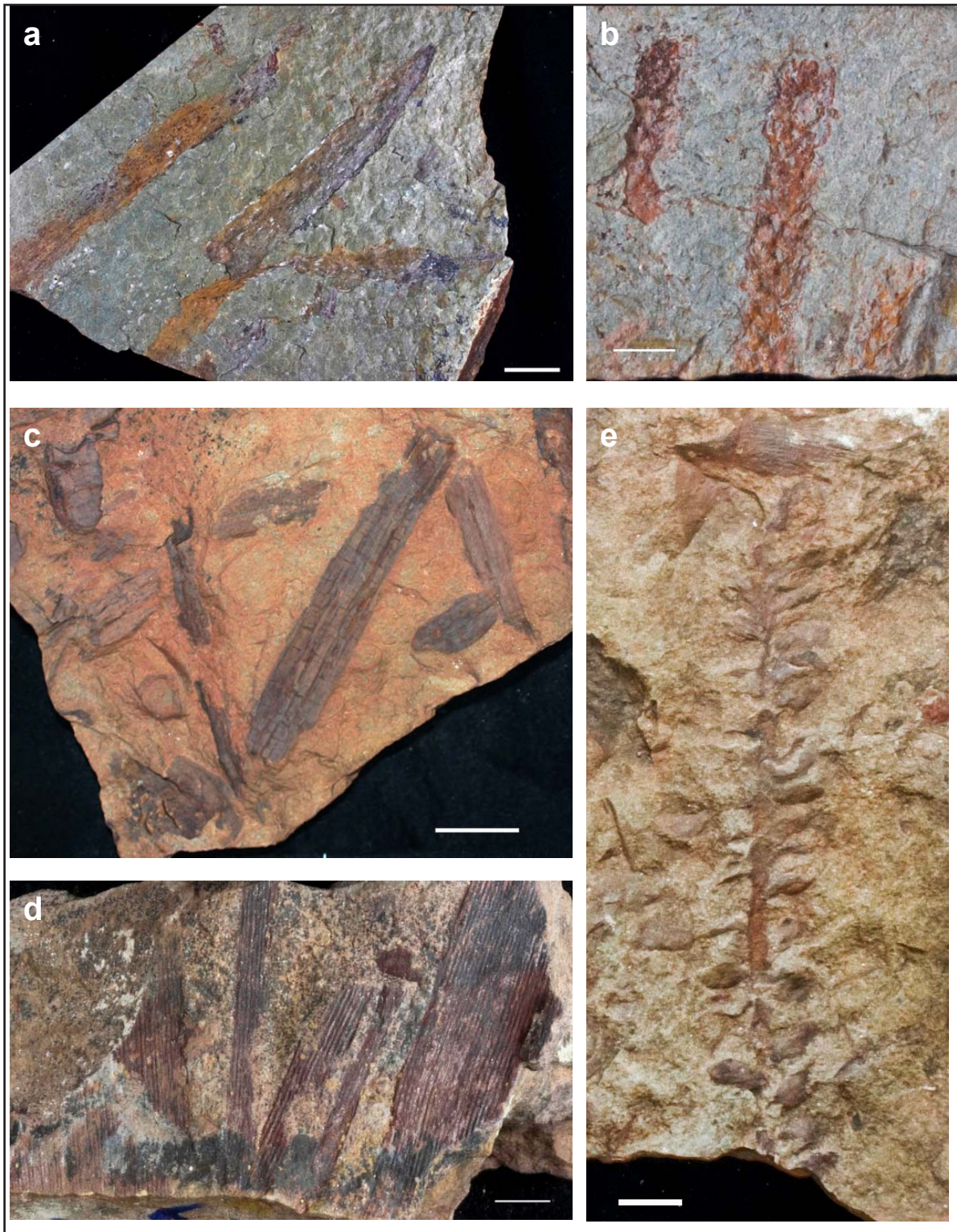


Fig. 5.1: Ejemplares colectados en la columna de Cedrillas (Teruel). Coniferophyta. *Pelourdea vogesiaca*. Schimper y Mougeot. Hojas. Formación Eslida. Escala 2cm. a) Coniferophyta. *Voltzia walchiaeformis* Fliche. Fragmento de ramas con hojas. Formación Eslida. Cedrillas. Escala 0,5 cm. b) Equisetophyta. *Schizoneura paradoxa* Schimper y Mougeot. Fragmento de tallo con hojas paralelinervias. Formación Eslida. Cedrillas. Escala 2 cm. c) Equisetophyta. *Equisetites* sp. Moldes de tallos. Formación Eslida. Cedrillas. Escala 1 cm. d) Coniferophyta. *Albertia* sp. Rama con hojas. Formación Eslida. Escala 1 cm.

de cono masculino de conífera. Sus características morfológicas son muy similares a *Willsiostrobus*.

-Nivel ECOR 220 (398,6 m). En este nivel encontramos un fragmento de tallo atribuible a *Pleuromeia* cf. *sternbergii* (Munster) Corda in Germar en el que se observan impresiones circulares correspondientes a los pulvínulos dispuestos helicoidalmente.

### 5.3.1.3 Macroflora de la Sección de Montán

La única muestra que se ha podido identificar en esta sección, ha sido encontrada en la base de la subunidad E6 de la Formación Eslida. Presenta fragmentos de tallos de diferente tamaño con hojas similares a las mostradas por las cicadales (Fig. 5.2).

### 5.3.1.4 Macroflora de la Sección de Gátova

Los restos han sido colectados en tres niveles muy próximos entre sí dentro de la subunidad E3 de la Formación Eslida. Presenta abundantes ejemplares de hojas, tallos, troncos, y órganos reproductores atribuibles a helechos, equisetales, peltaspermales, cicadales y coníferas. Constituye la macroflora más completa encontrada y la más próxima al resto de las floras anisienses europeas en cuanto a su composición florística. Aunque presenta elementos comunes con las restantes floras contemporáneas españolas (*Darneya peltata* (Schaarschmidt & Maubeuge) Grauvogel-Stamm y cf. *Albertia*), la presencia de peltaspermales (*Scytophyllum bergeri* Bornemann. y *Peltaspermum* sp.) y cicadales (cf. *Sphenozamites*, *Taeniopteris*) ausentes en las floras mencionadas, hace que se diferencie netamente de éstas.

La asociación encontrada en esta columna se caracteriza por la presencia de filicales junto con peltaspermales y cicadales, siendo éstos dos últimos los restos más abundantes y una menor abundancia en esfenofitas, que en las columnas de Cedrillas y Corbalán, además de encontrarse muy fragmentados. También hay un menor registro de coníferas, tanto en abundancia como en diversidad, respecto a la zona de Cedrillas y Corbalán. Encontramos restos atribuibles a este grupo que, en su mayoría, corresponden a fragmentos de pequeño tamaño de troncos y ramas, no atribuibles a especies del género *Voltzia* (Fig. 5.2c).

### 5.3.1.5 Macrorrestos de la Secciones de El Figaró y La Palma

El único ejemplar colectado en la sección de El Figaró, en la unidad del mismo nombre, corresponde a una hoja cuyas características morfológicas son próximas a las presentadas por las pteridospermales.

En la Sección de La Palma (a 33,5 m de la base) se colectó un único ejemplar de un fragmento de la parte media-terminal de un estróbilo de lycopsida (Fig 5.2b). En la superficie del eje se observan las cicatrices correspondientes a la inserción en espiral de los esporófilos que se asemeja a la mostrada por *Skilliostrobus* (estróbilo relacionado con *Pleuromeia longicaulis* (Burges) mientras que el tamaño y forma del estróbilo es similar a los conos de *Pleuromeia epirachis* Wang y Wang. El hallazgo es muy importante tanto porque puede corresponder a un nuevo género de pleuromeiales, como por ser el primer registro vegetal en España después de la extinción Permo-Triásica.



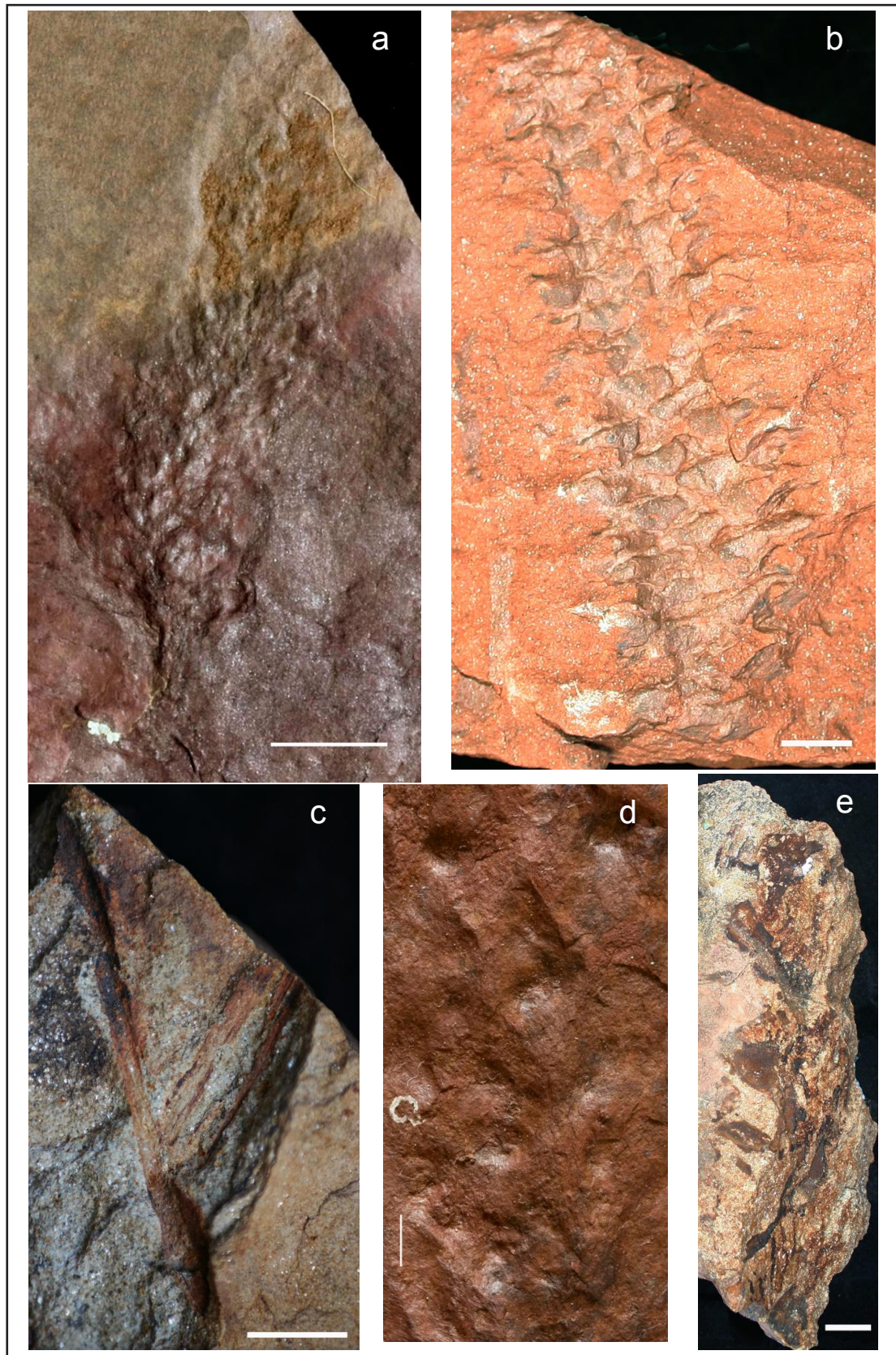


Fig 5.2: a) Coniferophyta. cf. *Willsiostrobus*. Estróbilo completo. Formación Eslida. Corbalán. Escala 1 cm. b) Lycophyta. Fragmento de estróbilo. Unidad Eramprunya. La Palma. Escala 1 cm. c) Cycadales. Fragmento de tallo con dos hojas paralelinervias insertas. Formación Eslida. Gátova d) Lycophyta. Fragmento de tallo de *Pleuromeia*. Formación Eslida. Corbalán. Escala 1 cm. e) Cycadales. Fragmento de tallo con hojas. Formación Eslida. Montán. Escala 1 cm.



### 5.3.1.6 La vegetación de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y la Cordillera Costero Catalana

El conjunto de las asociaciones y los restos vegetales de los diferentes niveles, permiten el reconocimiento de distintos tipos de vegetación herbácea, semiarborescente y arbórea, asociada a tres tipos de ambientes en función de su mayor o menor proximidad a zonas inundadas.

Por una parte habría una vegetación de ribera, representada por aquellas plantas que viven dentro o en áreas cercanas a una masa de agua, sea ésta lacustre o fluvial, y que soportan inundaciones periódicas. Este tipo de vegetación estuvo formada por licofitas herbáceas (*An-nalepis*) y semiarborescentes (*Pleuromeia*) acompañadas de esfenofitas (*Schizoneura*, *Equisetites*).

La vegetación de “lowlands”, presenta dos zonas de características ecológicas diferentes y bien definidas. Una zona húmeda con inundaciones periódicas, donde crecieron pteridospermales semiarborescentes (*Scytophyllum*, *Peltaspermum*) y cicadales semiarborescentes (*Taeniopteris*), y una zona seca en la que se desarrollaron diversas especies de coníferas arborescentes como *Voltzia*.

Por último, existen elementos que indican una vegetación boscosa de zonas altas (con suelo permanente o estacionalmente seco) formada por coníferas con hábito herbáceo o arbus-tivo (*Pelourdea*) y arbustos (*Albertia*) acompañadas por elementos arbóreos (*Voltzia*).

Los restos de macroflora encontrados tanto en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, como en la Cordillera Costero Catalana son muy similares a los descritos en la asociación típica Anisiense “Grès à Voltzia” en los Vosgos (Francia) (Fig. 5.3) y a los que se encuentran en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, en la zona de Rodanas (Díez et al., 1996).

En el caso de las floras encontradas en nuestra zona de estudio, el ejemplar de *Pleuromeia* encontrado en la columna de La Palma, se correspondería con las especies oportunistas que aparecen durante el período de supervivencia tras la crisis biótica de final del Pérmico. La asociación de la Columna de Cedrillas se correspondería con las floras del periodo de recuperación donde vuelven a aparecer las coníferas y en la zona de Gátova encontramos la flora de mayor diversidad con la aparición de cicadales y peltasperma-

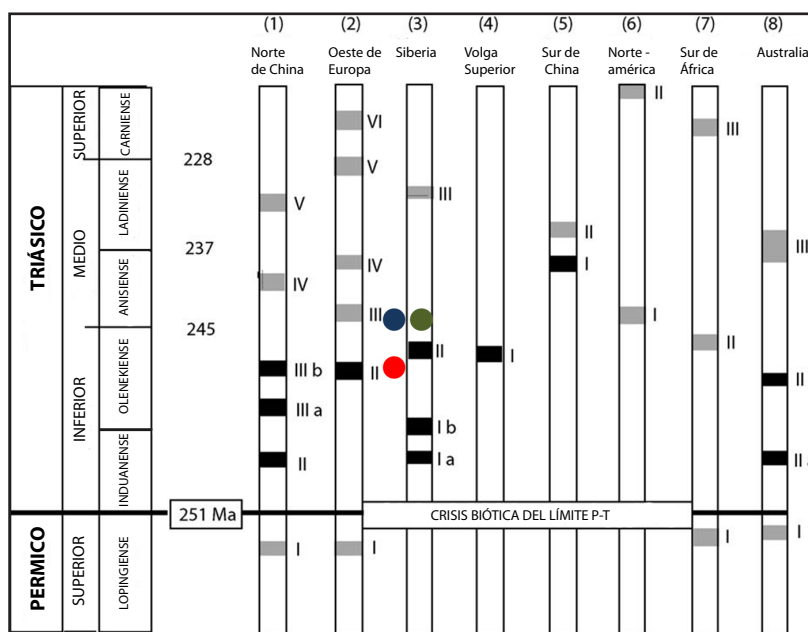


Fig. 5.3: Síntesis y correlación de las floras de finales del Pérmico y el Triásico de diferentes secciones del mundo. Modificado de Grauvogel y Ash, 2005). Rojo: Restos de la sección de La Palma; Azul: Restos de la sección de Cedrillas; Verde: Restos de la sección de Gátova. Negro = Floras de (conti-

nuación, pie de figura pag. 8) *Pleuromeia* o lycopsidos, predominante; gris = Floras con una cierta diversidad. (1) Norte de China: I – Pérmico Superior (Fm. Sunjiakou): Zona de *Ullmannia*; II–III: Induanense–Olenekiense: Flora dominante–*Pleuromeia* (II – Induanense: Fm. Liujiakou = Subzona *P. jiaochengensis*; III – Olenekiense: Fm. Heshangou; III a = subzona *P. epicharis*; III b: subzona *P. sternbergii*); IV – Anisiense (Fm. Ermaying): Zona de *Tongchuanophyllum* incluyendo la subzona de *Isoetes* en la base y la subzona de *Scytophyllum* encima; V – Ladiniense (Fm. Tongchuan) con *Danaeopsis*. (2) Oeste de Europa: I – Pérmico Superior (Lopingiense): flora Zechstein, flora Val Gardena, N. Italia = flora dominante de coníferas; II – Olenekiense (Buntsandstein medio), Alemania = Flora dominante de *Pleuromeia*; III – Anisiense inferior (Fm. 'Grès à Voltzia', Buntsandstein superior), NE de Francia: Flora dominante de coníferas; IV – Anisiense superior (Fm. Dont), N. de Italia: Flora dominante de coníferas/*cycadophytas*/helechos; V – Ladiniense superior (Keuper inferior), Alemania = Flora dominante de Esfenopsidas (Fm. Wengen), N. Italia = Flora dominante de *Voltzia*; VI – Carniense medio (Schilfsandstein), Alemania = Flora dominante de Esfenopsidas. (3) Siberia (Rusia): I a, I b – Induanense: Flora dominante de *Pleuromeia* y *Tomiostrabus* (subgénero de *Annalepis*); II – Olenekiense superior: Flora dominante de *Pleuromeia*, Taymyr, Verkoyanye; III – Flora Ladiniense. (4) Volga superior (Rusia): I – Olenekiense (Fm. Rybinsk): Flora dominante de *Pleuromeia*. (5) Sur de China: I – Anisiense (Fm. Badong inferior): Flora dominante de *Pleuromeia*–*Annalepis*; II – Ladiniense (Fm. Badong superior): Flora dominante de *Annalepis*. (6) Norte de América: I – Anisiense inferior (Fm. Moenkopi): flora con *Donwelliacaulis*; II – Flora Carniense superior (Fm. Chinle con el Miembro Shinarump en la base y sobre él el Miembro del Bosque Petrificado, el cual es Carniense superior–Noriense inferior). (7) Sur de África (Gondwana): I – Pérmico: Flora dominante de *Glossopteris*; II – Olenekiense superior (Fm. Burgersdorp): Flora diversa; III – Carniense inferior-medio (Fm. Molteno): flora rica y diversa. (8) Australia (Gondwana): I – Pérmico Superior: Flora dominante de *Glossopteris*; II a, II b – Induanense + Olenekiense: Flora dominante de lycopsidos III – Triásico Medio, (Fm. Basin Creek). Las subdivisiones cronoestratigráficas han sido tomadas de Ogg, 2004.

les.

Al comparar las asociaciones florísticas encontradas con las descritas en la síntesis realizada por Grauvogel-Stam y Ash (Fig 5.3), en la que correlacionan las principales floras del final del Pérmico y del Triásico en diferentes secciones de todo el mundo, parece que la recuperación de la flora en esta zona de la Península Ibérica es muy similar a la del Oeste de Europa. Según estos autores, la zona II se correspondería el período de supervivencia, la zona III con el período de recuperación y la zona IV con el período de diversificación, aunque este último período parece producirse antes en nuestras zonas de estudio.

### 5.3.2 ASOCIACIÓN PALINOLÓGICA

La asociación de polen y esporas encontrada en la Unidad Complejo-lutítico-carbonático-evaporítico-superior de la columna del Brull (Cataluña). Esta unidad, aunque no se encuentra dentro de las unidades objeto de estudio, se encuentra en contacto transicional sobre la Unidad El Figaró, por lo que la hemos considerado en este trabajo debido a su implicación cronoestratigráfica que será detallada más adelante. Consta de los siguientes ejemplares (Figs. 5.4 y 5.5):

Tetrada de *Alisporites* sp.

*Alisporites cacheutensis* Jain 1968

*Angustisulcites klausii* Freudenthal 1964

*Chordasporites singulicorda* Klaus 1960

*Duplicisporites* sp.

*Hexasaccites muelleri* (Reinhardt y Schmitz 1965) Adloff y Doubinger 1969

*Illinites* sp.

*Lunatisporites noviaulensis* (Leschik 1956) Fisher 1979

*Microcachryidites* sp.



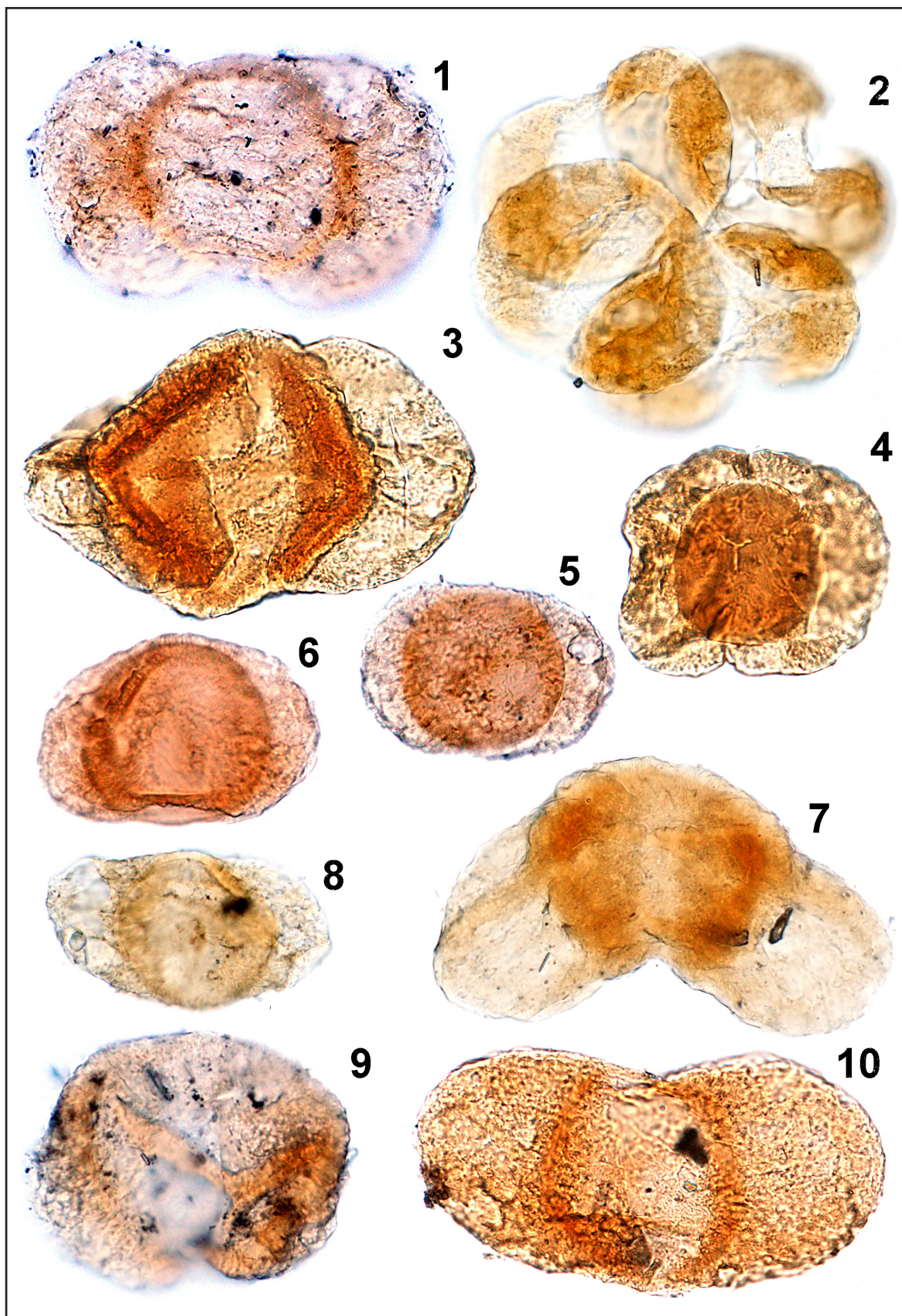


Fig 5.4: 1- *Voltziaceasporites heteromorpha* Klaus 1964, 2- Tetrada de *Alisporites* sp., 3- *Angustisulcites klausii* Freudenthal 1964, 4- *Triadispora suspecta* Scheuring 1970, 5 y 6- *Triadispora staplinii* (Jansonius 1962) Klaus 1964, 7- *Platysaccus papilionis* Potonié y Klaus 1954, 8- *Triadispora falcata* Klaus 1964, 9- *Chordasporites singulicorda* Klaus 1960 y 10- *Alisporites cacheutensis* Jain 1968. Escala x600.



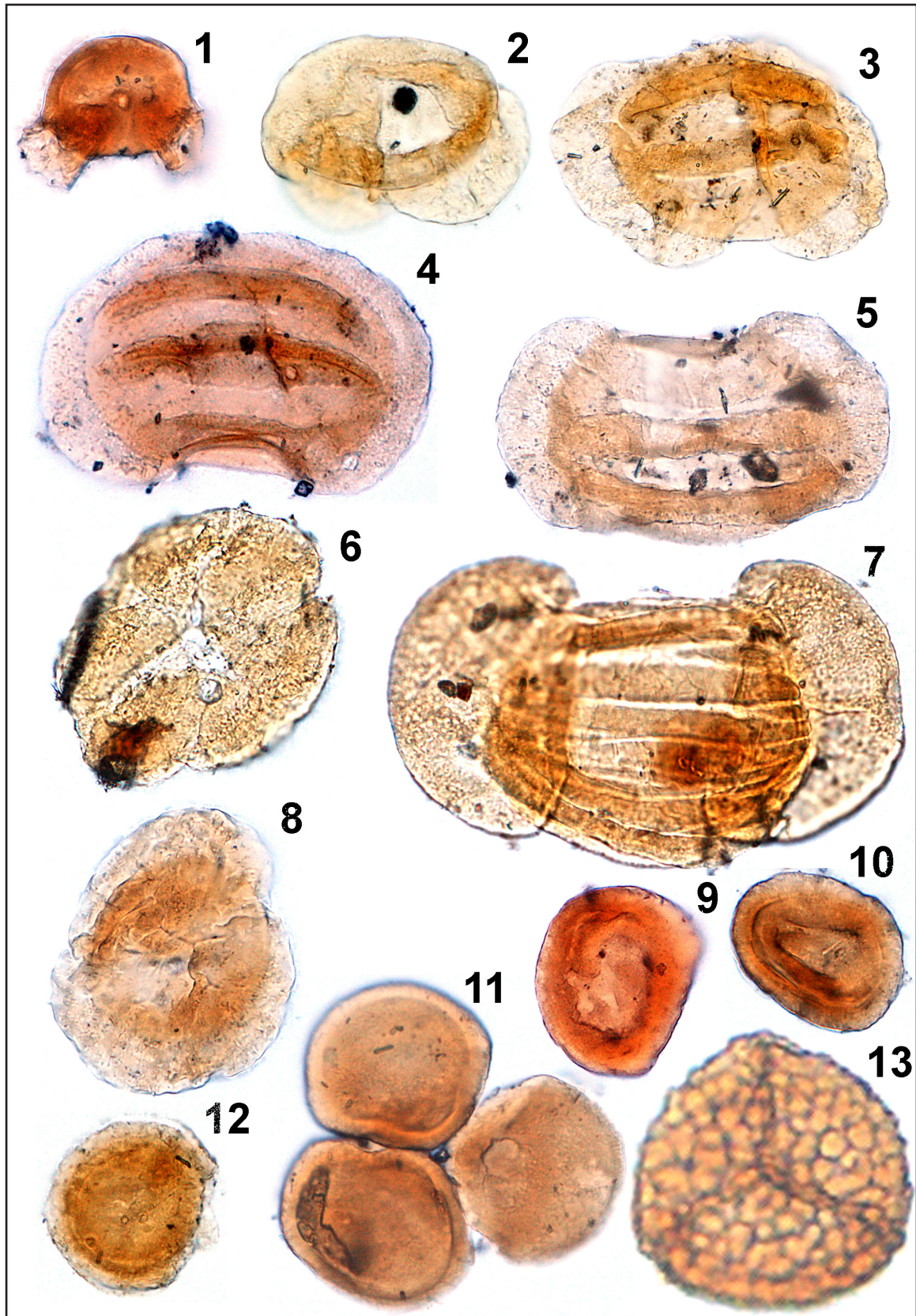


Fig. 5. 5: 1- *Microcachryidites doubingeri* Klaus 1964, 2- *Microcachryidites* sp., 3, 4 y 5- *Lunatisporites noviaulensis* (Leschik 1956) Fisher 1979, 6 y 8- *Hexasaccites muelleri* (Reinhardt y Schmitz 1965) Adloff y Doubinger 1969, 7- *Striatoabieites aytugii* (Visscher) Scheuring 1978, 9 y 10- *Duplicisporites* sp., 11- Tetrada de *Punctatisporites* sp, 12- *Paracirculina scurrilis* Scheuring 1970, 13- *Rewanispora* cf. *vermiculata* Antonescu y Taugourdeau-Lantz 1973. Escala x600.

*Microcachryidites doubingeri* Klaus 1964  
*Platysaccus papilionis* Potonié y Klaus 1954  
*Paracirculina scurrilis* Scheuring 1970  
Tetrada de *Punctatisporites* sp.  
*Punctatisporites triassicus*  
*Rewanispora* cf. *vermiculata* Antonescu y Taugourdeau-Lantz 1973  
*Striatoabieites aytugii* (Visscher) Scheuring 1978  
*Triadispora* sp.  
*Triadispora epigona* Klaus 1964  
*Triadispora falcata* Klaus 1964  
*Triadispora staplinii* (Jansonius 1962) Klaus 1964  
*Triadispora suspecta* Scheuring 1970  
*Verrucosisporites* sp.  
*Voltziaceasporites heteromorpha* Klaus 1964

En su mayor parte se corresponden con palinomorfos de coníferas, con una menor proporción de especies palinológica con afinidad biológica a otros grupos como helechos o pteridospermales. La observación de una cantidad apreciable de tetradas indicaría que no han sufrido un transporte largo, por lo que se trataría de restos autóctonos.

De todos ellos cabe destacar la presencia de *Hexasaccites muelleri*, que nos indicaría una edad Anisiense. A su vez, la aparición de *Duplicisporites* sp., *Paracirculina scurrilis* acota la edad al Illiriense, posiblemente a la parte inferior por la existencia de *Voltziaceasporites heteromorpha*, mientras que el resto de la asociación es coherente con la atribución temporal.

### **5.3.3 TETRÁPODOS**

Los ejemplares encontrados han sido publicados en Gand et al. (2010). Las icnotrazas encontradas en la columna de Benicassim y parte de las encontradas en las columnas de Corbalán y Cedrillas han sido identificadas como pertenecientes al icnogénero *Rhyncosauroides* (Maidwell, 1911). Junto con estas últimas, también en las secciones de Corbalán y Cedrillas se han encontrado otras pertenecientes a las icnoespecies *Chirotherium baarthii* e *Isochirotherium* cf. *coureli*. Se trata de las trazas fósiles de tetrápodos más antiguas del Mesozoico de la Península Ibérica, encontradas hasta el momento. La síntesis más reciente realizada de los restos de vertebrados encontrados hasta el momento en la Península Ibérica, se puede encontrar en Fortuny et al. (2011).

#### **5.3.3.1 *Lacertoides* y *Rhynchocephaloides* (Nopsca, 1923); antecedentes y diagnosis**

Ichnogénero *Rhyncosauroides* (Maidwell, 1911)

Abarca un gran número de icnoespecies (Haubold, 1971; Avanzini et al., 2001 y Avanzini y Renesto, 2002) en Italia, y en Francia (Gand et al., 2007). En España se han descrito cuatro especies en el Triásico. En la cordillera Ibérica (Demathieu et al., 1978), en el País Vasco (Demathieu y Saiz de Omeñaca, 1976) y en la Cordillera Cantábrica (Demathieu y Saiz de Omeñaca, 1979, 1990).



Todas ellas, así como las encontradas en el área de estudio, se corresponden con animales cuadrúpedos, digitígrados o semiplantígrados, si están incompletos, y pentadáctilos, cuando están completos. Los dedos son finos y flexibles claramente separados de I-IV en las patas traseras y de I-III en las delanteras ya que en este caso la longitud del dedo III y el IV es muy similar. En las patas traseras, el dedo V está desplazado hacia atrás respecto a los dedos I-IV y aparece generalmente reducido.

En Benicassim, las huellas se encuentran a 132,7 m de la base de la columna (en la Formación Cañizar) a techo de un cuerpo de arenisca de grano medio, siendo las más antiguas del Anisiense encontradas hasta el momento en la Península Ibérica (Fig. 5.6). Se trata de rastros incompletos formados por rasguños de tres dedos por natación, y surcos por reposo (Gand et



Fig 5.6: Huellas de Rhynchosauroides en la Fm. Cañizar. Columna de Benicassim.

al., 2010).

En la sección de Corbalán (Teruel) encontramos rastros de pisadas a lo largo de la Formación Eslida (Fig. 5.7 a, b, c, d), en niveles de lutitas rojas y de areniscas de grano fino, ambos con escasa extensión lateral lo que no permite ver rastros completos sino huellas aisladas. Aparecen agrupadas, sin ninguna orientación preferente. Suelen estar incompletas alcanzando un tamaño hasta 40 mm con el final de los dedos II-IV ligeramente marcados y doblados hacia el interior. La posición de las manos es variable comparada con la de los pies, pero generalmente se encuentra por detrás de ellos indicando que la longitud de las patas traseras es mayor que la de las delanteras (Gand et al., 2010).

Las morfologías de *Rhynchosauroides* de la Formación Eslida son muy parecidas a las del triásico de Francia (Formación Grès Inférieurs) descritas por Demathieu (1970) y Gand (1978) en el borde este del Macizo Central. En los dos casos la morfología existente por debajo de las marcas de los dedos se debe a un desplazamiento rápido por sustratos encharcados, donde se pueden encontrar también restos de plantas y raíces *in situ* (Gand et al., 2010).

En ambos casos, las trazas han sido clasificadas como *Rhynchosauroides*, pero con no-





Fig 5.7: Huellas de *Rhynchosauroides* en la Fm. Eslida. Columna de Corbalan. Muestras a) ECor 214; b) ECor 215; c) ECor217 y d) ECor 218.

menclatura abierta ya que aparecen incompletas y en muchos casos no se pueden comparar con taxones definidos por huellas completas. Por comparación con esqueletos triásicos, las interpretaciones realizadas, tanto de las pisadas como de la morfología del animal, es que se trata de huellas producidas por diferentes reptiles lacertoides. Estos podrían ser rhynchosaurios por comparación con diferentes rastros encontrados en Norteamérica. Concretamente podría tratarse de rhynchosaurios o prolacetiformes como *Macrocnemus* (en el caso de *R. Petri* Demathieu 1966 (Demathieu 1970)), rhynchosaurios sphenodontiae relacionados con *R. hyperbates* Baird 1957 (Silvestri y Olsen 1988) y prolacetiformes como *Macrocnemus bassanii* relacionados con *R. tirolicus* Abel 1926 (Avanzini y Renesto 2002).

Los *Rhynchosauroides* de la Formación Eslida, están relacionados con lepidosaurios (Prolacetirformes) de 1-2 m de longitud que vivían junto con Crurotarsianos carnívoros como *Chirotherium* e *Isochirotherium*.

### 5.3.3.2 Grupo cocodriloide (Nopsca, 1923); antecedentes y diagnosis

Ichnogénero *Chirotherium* (Kaup, 1835).

Ichnoespecie *Chirotherium barthii* (Kaup, 1835).

Ichnogénero *Isochirotherium* (Haubold, 1971)

*Isochirotherium cf coureli* (Demathieu, 1970) (Haubold, 1971).



En la cordillera Ibérica, trazas relacionadas con este género han sido encontradas por Gómez de Llanera (1917) en la localidad de San Gaudioso de Moncayo, atribuidas a *C. barthii* por Leonardi (1959), y por Demathieu et al. (1978) en las facies Buntsandstein de Aragoncillo, (Formación Rillo de Gallo, Ramos 1979), quien describe pies casi completos de aproximadamente 20 cm, pertenecientes a *Chirotherium* sp. Estos mismos autores, describen en la localidad de Rillo de Gallo, la especie *Synaptichnium* sp., así como *Isochirotherium* sp., encontrado en la parte superior de la sección de la Ermita del Buen Labrador (Formación Torete, Ramos 1979), ambos también en facies Buntsandstein. Esta última con trazas de manos más largas que anchas.

*Chirotherium barthii* aparece representado por un par heterópodo mano-pie, pentadáctilo, en la base de la Formación Eslida de la columna de Cedrillas (Teruel) (Fig 5.8). Las trazas del los pies son aproximadamente 2,6 veces más grandes que las de las manos. La relación longitud anchura es de:  $L \times W = 84 \times 38$  mm. Las huellas están bien marcadas con todos sus dígitos. Los dedos II, III y IV son claramente más largos que el dedo I. El dedo V está muy reducido dejando sólo la marca de los metatarsales. Las trazas de las manos son un poco más largas que anchas ( $L \times W = 33 \times 28$  mm), con todos sus dedos bien representados excepto el V. La traza del V metacarpal está localizada en la parte posterior de los dedos I-IV y es más ancha que larga ( $W \times L = 28 \times 23$  mm).

*Isochirotherium cf. coureli* (Demathieu 1970) (Haubold, 1971). Se encuentra localizada 24 m por encima del nivel donde aparece *C. Barthii*. Las huellas constan de los dedos I-IV de los cuales del I-III terminan en “balled claws”, algo muy típico de esta icnoespecie definida por Demathieu (1970) en el Triásico Medio de Francia (Fig. 5.9). Tanto por este carácter, como por la relación entre la longitud de los dedos  $III-II = 1,03$ , estas huellas se asemejan a las de *Isochi-*



Fig. 5.8: Huellas de *Chirotherium Barthii*. Columna de Cedrillas.



Fig. 5.9: Huella incompleta de *Isochirotherium cf. Coureli*. Columna de Cedrillas.

*rotherium coureli*.

La especie *Isochirotherium cf. coureli* encontrada en el área de estudio, junto con otras citadas en la bibliografía como *Rhychosauroides virgiliae* y *Brachichirotherium gallicum*, son comunes en el Triásico Medio de Francia. Sin embargo, la presencia de *Chirotherium barthii*, abundante en el Triásico de todo el mundo (Olenekiense-Ladininiense), no es muy común en la

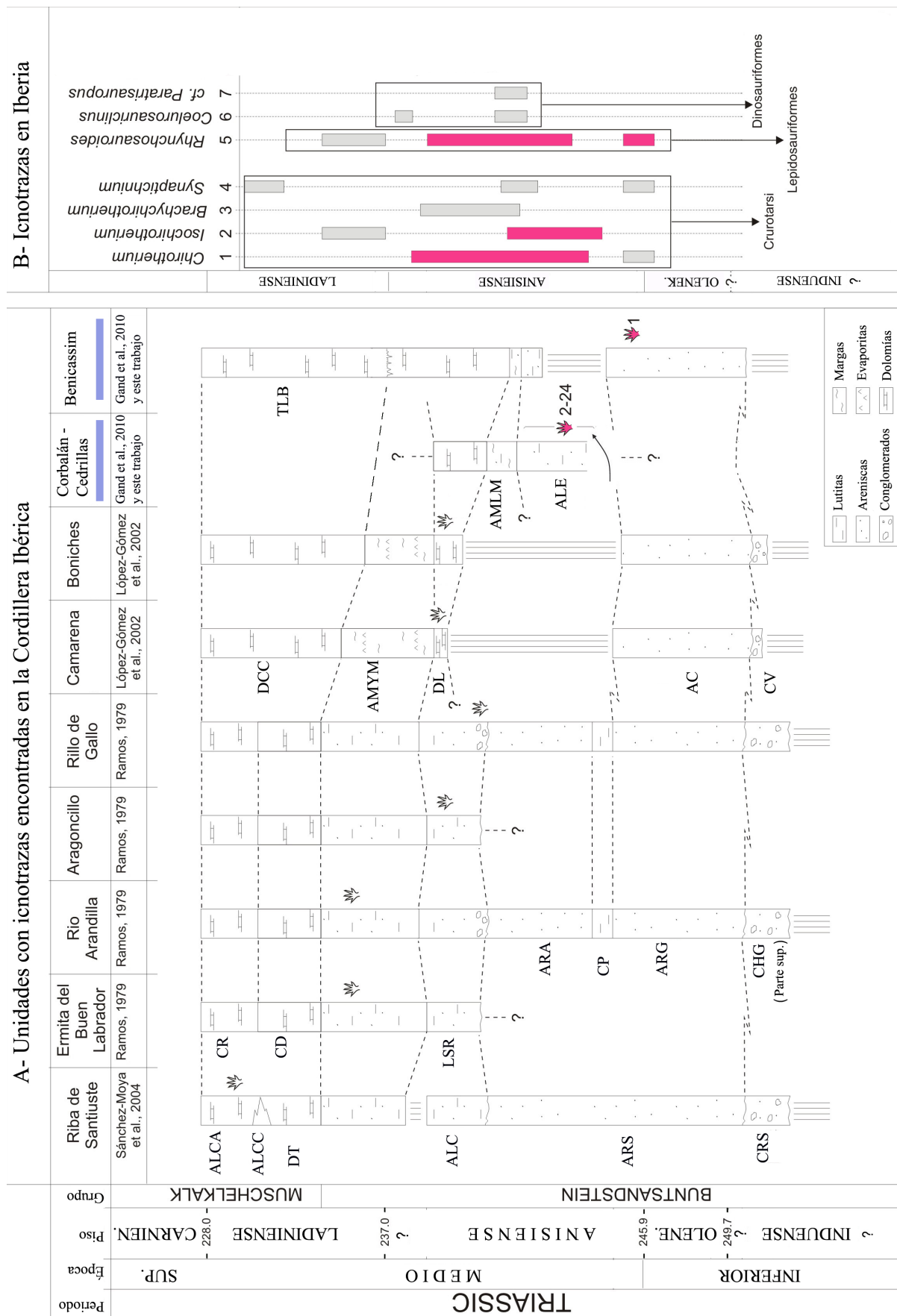


Fig. 5.10: A- Formaciones con icnotrazas en el Triásico de la Cordillera Ibérica con las edades y correlaciones. Unidades: ALCC- Areniscas y Lutitas de Cuesta del Castillo; ALCA- Areniscas y Lutitas de Cuevas de Ayllón;

(Continuación pie de figura 5.10, pag. 16) DT- Dolomías de Tramacastilla; ALT- Areniscas y Lutitas de Torete; ALC- Areniscas y Lutitas de Cercadillo; ARS- Areniscas de Riba de Santiuste; CRS- Conglomerados de Riba de Santiuste; CR- Capas de Royuela; CD- Capas Dolomíticas; LAR- Lutitas y Areniscas de Rillo; CHG- Conglomerados de Hoz del Gallo; ARG- Areniscas de Rillo de Gallo; NP- Nivel de Prados; ARA- Areniscas de Rfo Arandilla; DCC- Dolomías y Calizas de Cañete; AMYM- Areniscas, Margas y Yesos del Mas; DL- Dolomías de Landete; AC- Areniscas del Cañizar; CV- Conglomerados de Valdemeca; AMLM- Arcillas, Margas y Lutitas de Marines; ALE- Areniscas y Lutitas de Eslida; TLB- “Triásico Levantino-Balear”.

B- Rango vertical de icnofacies en la Cordillera Ibérica: *R. Virgilae*, sección de Rillo de Gallo, Demathieu et al., 1978, Sainz de Omeñaca 1976; *Chirotherium* sp, sección de Aragoncillo, en Demathieu et al., 1978; *Chirotherium* sp, sección de Cañete-Boniches, Lapparent 1966; *Synaptichnium* sp, secciones de Rillo de Gallo (Buntsandstein) y Riba de Santiuste (Muschelkalk); *Chirotherium* sp, sección de Rillo de Gallo, Calderón 1897 = *C. gallicum* de Leonardi 1959; *Isochirotherium* sp., sección Ermita del buen Labrado, Demathieu 1978; *Brachychirotherium gallicum*, sección de Camarena; “*Coelurosaurchnus*” sp., sección de Rillo de Gallo, Demathieu 1978; “*Coelurosaurchnus*” cf *perriauxi*, sección de Boniches; cf *Paratrisauropus latus*, sección de Boniches; *Chirotherium barthii*, sección de Corbalán (Fm. Eslida).

Los números 1 y 2-24 representan el número de ejemplares obtenidos en cada sección. El tramado en color de la parte B de la figura representa a los icnogéneros entre los que se encuentran nuestros ejemplares. Esta figura está modificada de Gand et al. (2010).

## Península Ibérica.

La figura 5.10 sintetiza la recopilación de las huellas de tetrápodos encontradas en la Cordillera Ibérica hasta la fecha, junto con las encontradas durante la realización de este trabajo y su distribución espacial y temporal.

### **5.3.4 INVERTEBRADOS**

#### **5.3.4.1 Insectos**

El ejemplar de insecto encontrada, está localizada en la parte más baja de la columna de Cedrillas (Teruel), en la Formación Eslida. Se trata de una impresión del ala de un insecto en una arenisca de color rojo, de grano fino, que ha sido asignada a una nueva especie rubra sp. nov. del grupo de los Triadotipomorfos, definida y publicada en Bèthoux et al. (2009) (Fig. 5.11 1 y 2). El hallazgo de este insecto no sólo es importante porque confirma la edad Anisiense de esta formación, sino porque es el más antiguo encontrado en el Mesozoico de la Península Ibérica.

Aunque no se encuentra muy bien conservada, se han podido describir y diferenciar una serie de características que han permitido su diagnosis y clasificación. Consta de 83 mm de longitud y una anchura (perpendicular a la nerviación de los radios posteriores 3/4) de 21,4 mm. La nerviación de los radios anteriores sencillos está conservada en partes. El radio RP1/2 tiene una longitud de 19 mm antes de bifurcarse en dos: RP1 y RP2. Dos ramas cóncavas aparecen entre IR1 y RP3; RP2, muy distal, con tres ramificaciones conservadas, y IR2 (cuando se conserva), que aparece ligeramente zigzagueante. La nerviación RP3/4 de 16 mm de longitud se bifurca en RP3 que tiene dos ramificaciones conservadas, y RP4 de 14,6 mm de longitud desde la bifurcación con RP3, y que conserva nueve ramificaciones convexas, que aparecen entre RP4 y RP2. La media anterior sencilla es ligeramente zigzagueante y está preservada en partes. El área entre MA y MP es más ancha que la que queda entre RP3/4 (y RP4) y MA.

La media posterior sencilla se conserva en partes. CuA cuenta con tres ramificaciones



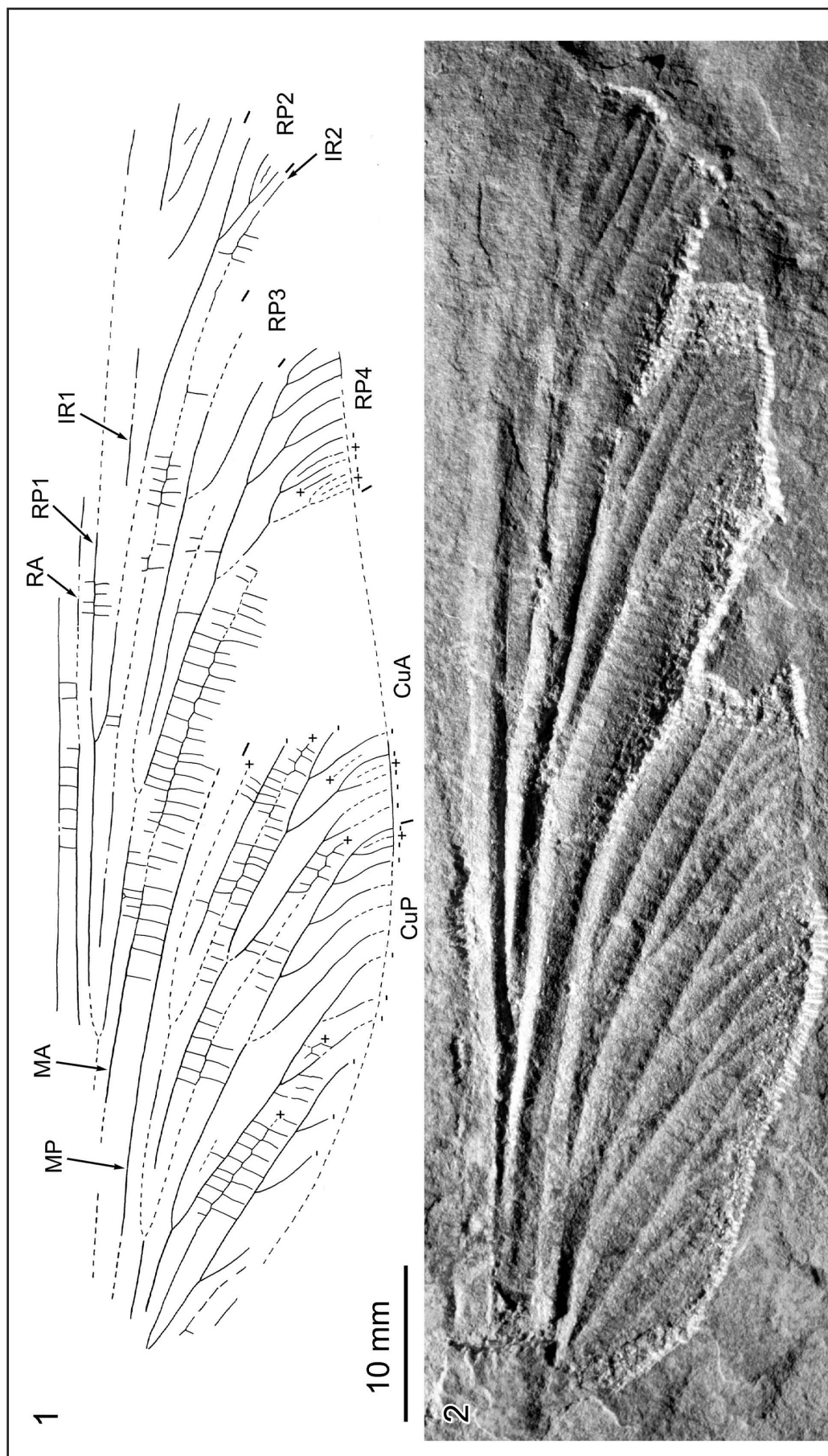


Fig. 5.9 1 y 2: Impronta de ala fósil encontrada en la sección de Cedrillas y su reconstrucción.(+ y - indican venas cóncavas y convexas respectivamente). Abreviaturas: Tipos de nerviación; RA: radio anterior; RP: radio posterior; RP1, RP2, RP3, RP4, ramificaciones resultado de la bifurcación de la parte anterior de RP; IR1, IR2, pseudos venas resultando de la bifurcación de la parte posterior de RP. IR1, IR2, y RP2 y RP3, respectivamente. MA: media anterior; MP: media posterior; CuA: cúbito anterior; CuP: cúbito posterior (Béthoux et al., 2009).

zigzagueantes, conserva además un grupo de ramificaciones secundarias cóncavas en el área anterior de la rama posterior, con una vena cóncava secundaria preservada entre ellas, cerca del borde posterior del ala. El Cúbito posterior tiene dos ramas principales, la anterior que es posteriormente pectinate, con seis ramificaciones cóncavas alcanzando el borde posterior del ala. Se observan venas secundarias convexas conservadas en el área posterior de la rama más anterior del CuP y del área anterior de la rama más posterior del CuP. Además CuP tiene una ramificación sencilla y zigzagueante posterior. Se conservan venas perpendiculares con espaciado regular (Béthoux et al., 2009).

La aparición de ramificaciones convexas sencillas entre las ramas principales RP (como IR1, IR2 e IR3) (Fig. 5.11, 1 y 2) es diagnóstico de odonatos y de algunos paleodictiópteros, fundamentalmente de calvertiellidáneos (Béthoux et al., 2007). Sin embargo, la aparición de ramificaciones de CuA, excluye la relación con este último grupo cuya veniación es sencilla. Dentro de los odonatos, la especie *rubra* sp. nov. comparte con los triadotipomorfos *gillaumei* Grauvogel y Laurentiaux, 1952, *gelassii* Reis, 1909, y *sodgianus* Pritykina, 1981, un área entre MA y MP más ancha que entre RP3/4 (o RP4) y MA. Sin embargo la especie *rubra* sp. nov. se diferencia de *gelassii* por una mayor ramificación proximal de RP3/4 entre RP3 y RP4 y de *sodgianus* por una mayor ramificación distal de RP4. La localización de las bifurcaciones en las ramificaciones RP y las venas intercaladas de IR son similares entre *rubra* y *guillaumei*, sin embargo, esta especie muestra al menos 13 ramificaciones de CuA (Nel et al., 2001), pese a que su descripción no sea del todo precisa en este aspecto, mientras que la especie *rubra* tiene tres o quizá cuatro en la ramificaciones en CuA. Por ello en este aspecto *rubra* es más parecida a *gelassii*. Debido a todas estas diferencias Béthoux et al. (2009) deciden definir una nueva especie a la que asignar el fósil encontrado.

Aunque la especie *rubra* nov. sp., no pueda ser asignada a ningún taxón siguiendo una clasificación cladotípica, hay argumentos para relacionarlo con el grupo de los triadotipomorfos en el sentido de Nel et al. (2001). Siguiendo el sistema Linneano, a esta especie se le asigna el género *Rabru* gen. nov. (especie tipo *Rabru rubra* nov. sp., con los mismos caracteres diagnósticos que *rubra* nov. sp.).

#### 5.3.4.2 Otras estructuras de bioturbación

-*Acripes*: Los rastros han sido encontrados en areniscas de grano fino de la Formación Eslida de las secciones de Gátova, Alfondeguilla y Montán (Valencia y Castellón). Se trata de huellas de 2-3 mm asociadas formando un rastro de varios centímetros, a veces aparecen varios rastros asociados, que podrían corresponder con huellas de locomoción producidas por triópsidos (Fig. 5.12).

Los triópsidos son un género perteneciente al subgrupo de los crustáceos, descritos desde el Carbonífero hasta la actualidad. En la actualidad viven en zonas encharcadas tranqui-



Fig. 5. 12: Trazas de *Acripes* encontradas en la Fm. Eslida de la columna de Alfondeguilla.



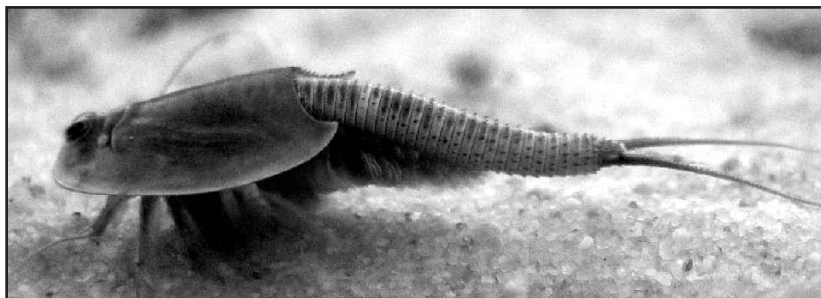


Fig. 5. 13: Triopsido actual (Spindler: [www.geo.tu-freiberg.de/oberseminar/os06\\_07/Spindler\\_Linda.pdf](http://www.geo.tu-freiberg.de/oberseminar/os06_07/Spindler_Linda.pdf)).

las, poco profundas y efímeras (Engelmann et al., 1988) como llanuras de inundación y arroyos (Heidecke y Neumann, 1986) con un rango de temperatura entre 12°C y 15°C aunque pueden llegar a sobrevivir en un rango más amplio (Gaschott, 1928) (Fig. 5. 13). También han sido descritos en otro tipo de ambientes como en lagos

salinos en el Tibet (Tasch, 1969). Este tipo de icnotrazas también han sido encontrados en sedimentos pérmicos de la cuenca de Lodève (Francia), asociados a ambientes de tipo playa lake, con facies muy similares a las descritas para la Formación Eslida (Lopez, et al., 2008, Gand et al., 2008).

*-Icnofacies:* Además, de este tipo de trazas, suelen aparecer pequeños tubos cilíndricos tanto verticales como horizontales, relacionados con la actividad de organismos invertebrados, vertebrados y plantas, aunque en este caso no se ha podido precisar su productor. Se han agrupado con la denominación de Icnofacies Scoyenia (Fig. 5.14). Este tipo de icnofacies agrupa una serie de estructuras tanto de alimentación como de desplazamiento, que se encuentran fundamentalmente en sedimentos continentales arenosos o arcillosos, tanto subaéreos periódicamente inundados como subacuáticos, desecados estacionalmente.

Es importante destacar que en nuestra zona de estudio, este tipo de estructuras comienzan a aparecer en la parte superior de la Formación Cañizar en la Cordillera Ibérica, al igual que sucede en las Unidades de Prades Inferior y Eramprunyà de la Cordillera Costero Catalana.

*-Paleosuelos:* Los niveles en los que se han reconocido paleosuelos se han ido marcando en la descripción de las columnas estratigráficas a lo largo de las distintas unidades. Sin embargo hemos queri-



Fig. 5. 14: Bioturbación



Fig. 5. 15: Paleosuelo de la Formación Cañizar. Columna Casas del Cañizar.

do señalar la primera aparición de este tipo de estructuras en nuestra zona de estudio, situándose en la parte inferior de la Subunidad C6 de la Formación Cañizar de la Cordillera Ibérica (Fig. 5.15) y en la parte media de la Unidad Areniscas de Prades Inferiores, en el dominio de Miramar-Prades-Llobregat de la Cordillera Costero Catalana, para su posterior discusión junto con el resto de resultados. El primer caso se trata del suelo descrito más antiguo de la Cordillera Ibérica. A partir de este nivel, y sobre todo en la Formación Eslida, son mucho más frecuentes este tipo de estructuras reconociéndose a lo largo de toda la unidad, al igual que sucede en la Unidad El figaró, en la Cordillera Costero Catalana, donde los paleosuelos son también abundantes.

*-Hifas fúngicas:* En dos de las secciones (Río Mayor y Talayuelas), también se han observado estructuras fibrosas de 2,4 micras de anchura y hasta 69 micras de longitud que aparecen intercrecidas con el resto de minerales que forman la roca. Estas estructuras podrían atribuirse a hifas fúngicas (Fig. 5. 16). Las hifas más antiguas descritas corresponden al Ordovícico y son similares a las que presentan actualmente los hongos formadores de micorrizas (Redecker et al. 2000) considerándose que jugaron un papel crucial en la colonización del medio terrestre. Por otra parte, se han encontrado hifas fúngicas en ambientes con condiciones extremas (Selbmann et al., 2005) semejantes a los descritos para el Triásico Inferior.

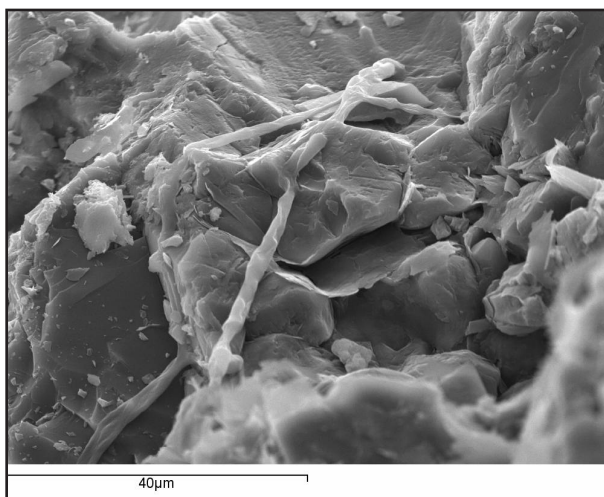


Fig. 5. 16: Posibles restos de hongos, reconocidos mediante microscopía electrónica de barrido.

#### 5.4 IMPLICACIONES PALEONTOLÓGICAS Y PALOEAMBIENTALES DE LOS RESTOS ENCON- TRADOS

Como se puede ver a raíz de los fósiles encontrados, el contenido paleontológico en el área de estudio es escaso y pobremente conservado, aunque los hallazgos tienen una importancia significativa ya que en muchos casos son los primeros fósiles encontrados en la Península Ibérica en el registro sedimentario tras la crisis biótica de finales del Pérmico, marcando el comienzo de la recuperación de estos grupos, aspecto que es uno de los objetivos del presente trabajo. Es el caso de las trazas fósiles de Rhynchosauroides encontradas en la sección de Benicassim y del ala de Triadotipomorfo en la sección de Cedrillas, ambas en la Cordillera Ibérica, junto con el resto de *Pleuromeia* encontrada en la sección de La Palma, en la Cordillera Costero Catalana y las huellas de la Formación Cañizar en la sección de Casas del Cañizar, en la Cordillera Ibérica.

De muro a techo de las secciones vemos que hay un aumento en la bioturbación, siendo mucho más abundante en las unidades superiores que en las inferiores, tanto en la Cordillera Ibérica como en la Cordillera Costero Catalana (Fig 5.17). Esta diferencia, puede estar influida por un factor litológico, ya que las unidades inferiores son mucho más arenosas, sin apenas lutitas, depositadas por sistemas más energéticos lo que dificultaría su preservación, mientras que las unidades superiores, son depósitos con una mayor proporción de litologías de grano

fino mucho más favorables para la conservación de restos fósiles. Geográficamente, la zona de mayor y mejor conservación de restos se encuentra en la columna de Cedrillas (Teruel), en la Cordillera Ibérica. En ella es donde se han encontrado abundantes restos de macroflora, un ala de insecto, huellas de tetrápodos y otras estructuras de bioturbación.

Las asociaciones de macroflora encontradas se corresponden, por un lado con vegetación tanto de ribera como de zonas de la llanura de inundación próximas al cauce del río o charcas efímeras, es decir asociadas a zonas periódicamente inundadas, como las pteridospermales y las cicadales y, por otro lado, con zonas más alejadas de los canales hasta las que no suelen llegar los flujos de agua o desbordamientos, y en las que se desarrollan predominantemente las coníferas.

La aparición de representantes del género *Pleuromeia*, perteneciente al extinto Orden de las Pleuromeiales, es muy común en las macrofloras del Scytiense y Anisiense de Laurasia y Gondwana e indica una la colonizaron rápidamente los ambientes inhabitados tras la gran extinción, al tratarse de plantas oportunistas (Grauvogel-Stam y Ash, 2005).

Por otra parte, las asociaciones palinológicas encontradas en la unidad inmediatamente superior a las unidades objeto de estudio de la Cordillera Costero Catalana, están relacionados fundamentalmente con plantas del grupo de las coníferas, indicando un aumento de este grupo en el Triásico Medio.

Este patrón de recuperación en el que aparecen primero las especies oportunistas y en el que luego va aumentando la proporción de coníferas, es común en las floras Triásicas de otras zonas de Europa (Grauvogel-Stam y Ash, 2005).

La aparición y desarrollo de vegetación podría estar relacionada con la presencia tanto de organismos invertebrados como triópsidos o insectos, cuya evolución parece estar muy ligada al desarrollo de la flora, (Labandeira y Sepkosky, 1993) como de los vertebrados como los lacertoides. Este grupo de tetrápodos herbívoros es muy común durante el Triásico Medio en otras cuencas del mundo como Centro Europa y, a su vez, están asociados con la presencia de tetrápodos carnívoros posiblemente del grupo de los crurotarsianos.










La abundancia de trazas de vertebrados, es menor que el contenido en el mismo periodo en otras cuencas europeas como sucede en Francia. En el caso de la Península Ibérica, no hay registro de restos fósiles de vertebrados anteriores al Anisiense como sucede en otras zonas del perithetys. Esto puede ser debido a un prolongado tiempo de recuperación biótica en esta zona tras la crisis permo-triásica, aunque conviene también tener en cuenta, el posible sesgo litológico de los diferentes tipos de facies como ya hemos indicado en el caso de la flora.

Los ejemplares de vertebrados estudiados muestran el mismo tipo de fauna que la que se encuentra en Norteamérica, Europa o el Norte de África durante el Triásico Medio. Parece que la diversidad aumenta ligeramente en la vertical a medida que pasamos a sedimentos más jóvenes, sobre todo a partir de la facies Muschelkalk (fuera objetivo de estudio del presente trabajo) donde se han encontrado además diversas huellas de Dinosauriformes, pero también en la horizontal, de este a oeste, con el avance de la transgresión del Tethys (Gand et al., 2010). Ello parece indicar una migración paralela a la costa de estos reptiles hacia el noroeste, lo que implicaría un relieve poco pronunciado o zonas llanas entre los paleorrelieves hercínicos







	Ala fósil de insecto
	Polen y esporas
	Restos de macroflora
	Restos de plantas indeterminados
	Trazas de Triópsidos
	Huellas de teratrápodos
	Otras estructuras de bioturbación
	Paleosuelo
	Hifas fúngicas

Leyenda de la figura 5.17, pag. 23.

erosionados que permitiera el desplazamiento de estos grupos (Gand et al., 2010).

En definitiva, parece haber una tendencia clara a lo largo de las secciones estudiadas dentro de la cual es importante destacar que la primera aparición de restos biológicos ocurre a partir del tercio superior de la Formación Cañizar, en la Cordillera Ibérica y en la parte superior de la Unidad Eramprunyà, en la Cordillera Costero Catalana. Dicha aparición comienza con la presencia de bioturbaciones y los primeros signos de incipientes paleosuelos, siendo cada vez más abundantes en la Formación Eslida (Cordillera Ibérica) y la Unidad El Figaró (Cordillera Costero Catalana) con una mayor presencia de trazas de vertebrados y macroflora.



## **6. Cronoestratigrafía**





## **6. CRONOESTRATIGRAFÍA**

### **6.1 INTRODUCCIÓN Y PROBLEMÁTICA**

En este capítulo, junto con los hallazgos aportados durante la realización del presente trabajo, se ha efectuado una recopilación de los datos con los que contamos hasta el momento acerca de la edad de las unidades estudiadas, todo ello con el objetivo de conocer con una mejor precisión la edad de estos materiales.

A la hora de determinar la cronoestratigrafía de estas unidades se presentan varios problemas. En primer lugar nos encontramos ante una gran escasez de registro paleontológico. Esto puede ser debido a que durante el periodo de tiempo en el que nos encontramos, la Tierra se recuperaba de la mayor crisis biótica sufrida hasta el momento, por lo que tanto la flora como la fauna debían ser poco abundantes a lo largo del Triásico Inferior. Por otro lado, las facies estudiadas son de tipo terrígeno, generalmente areniscas, sedimentadas por corrientes con una cierta energía, lo cual no es un ambiente muy favorable para la preservación de restos fósiles. Además, como ya se ha explicado en los capítulos precedentes de litoestratigrafía y sedimentología, durante la evolución tanto la Cuenca Ibérica como la Cuenca Costero Catalana, se producen varios momentos de interrupción sedimentaria, dando lugar a la existencia de hiatos entre las diferentes unidades, lo que complica tanto el poder hacer una aproximación de su edad, como establecer la correlación entre ellas.

Las unidades objeto de estudio de la Cordillera Costero Catalana, en principio no son correlacionables entre sí, ni dentro de los diferentes dominios, ni entre éstas con las unidades de la Cordillera Ibérica. Sin embargo, como se expone en el capítulo 4, podemos agrupar las unidades estudiadas en grandes ciclos sedimentarios, los cuales sí que serían, a grandes rasgos, equivalentes entre sí, como también sucedería con los ciclos equivalentes del SE de Europa (Bourquin et al., 2011). Esto, debido a la escasez de datos con los que se cuenta, es de gran importancia a la hora de poder determinar las edades de estas unidades.

Los más importantes y que por el momento nos aportan una información más precisa acerca de la edad, son los datos palinológicos. Hasta ahora, en las unidades estudiadas sólo se han podido establecer asociaciones de polen y esporas en la parte superior de la Formación Cañizar y en la Formación Eslida, en la Cordillera Ibérica, y en la Unidad El Figaró de la Cordillera Costero Catalana.

### **6.2 DATOS CRONOESTRATIGRÁFICOS DE LA CORDILLERA IBÉRICA**

Dentro de las unidades estudiadas en el SE de la Cordillera Ibérica, la asociación palinológica más antigua se encuentra en la parte alta de la Formación Cañizar, concretamente en la subunidad C6, a la que se le asigna una edad Anisiense inferior (Aegiense) (Doubinger et al., 1990; Díez, 2000). Las huellas de tetrápodos encontradas en la subunidad C5 de la columna de Benicassim, descritas y asignadas (en el capítulo 5) al icnogénero *Rhyncosauroides* (Gand et al., 2010), son coherentes con esta edad.

En la Formación Eslida hay también un estudio palinológico de Boulouard y Viallard (1982) en el que asignan una edad Anisiense a esta unidad. Los hallazgos tanto de macroflora

(equisetites, pleuromeia, coníferas, helechos y cicadales), como de icnitas de *Rhyncosauroides* y *Chirotheroides*, y el ala de insecto triadotipomorfo, descritos en el capítulo 5, son también coherentes y confirman esta edad (Bèthoux et al., 2009; Gand et al., 2010).

Por encima de esta unidad, tanto la Formación Marines (Facies Röt) como la parte inferior de las unidades carbonáticas pertenecientes a la facies Muschelkalk, están datadas como Anisiense medio-superior (en el límite Pelsoniense-illiriense), mediante asociaciones de polen y esporas, y foraminíferos y ammonoideos, respectivamente (Doubinger et al., 1990; López-Gómez, et al., 1998; Marquez et al., 1994). Estos datos nos permiten jalonar mejor las edades de la unidades superiores tanto de la Cordillera Ibérica como de la Cordillera Costero Catalana, que se estudian en esta memoria.

La unidad localizada estratigráficamente por debajo de la Formación Cañizar (Fm. Alcotas), también se encuentra datada mediante asociaciones palinológicas determinadas como Thüringiense (Pérmico Medio-Superior) (Doubinger et al., 1990), lo que indicaría la presencia de un importante hiato entre estas dos unidades.

En la figura 6.1 se ha realizado una síntesis la distribución lateral de las dos unidades estudiadas en la Cordillera Ibérica, su relación con las unidades inferiores (de edad Pérmico) y superiores (facies Röt), y su edad basada en los datos publicados hasta la fecha.

### 6.3 DATOS CRONOESTRATIGRÁFICOS DE LA CORDILLERA COSTERO CATALANA

Los datos que nos aportan información sobre la edad de las unidades estudiadas en la Cordillera Costero Catalana son escasos y se encuentran localizados fundamentalmente en el dominio Montseny-Llobregat.

Durante la realización del presente trabajo, se ha obtenido una asociación palinológica de una muestra tomada en la Unidad Complejo lutítico-carbonatado-evaporítico superior en la columna de El Brull. Esta asociación, que se ha descrito en detalle en el capítulo 5 (Contenido paleontológico), indica una edad Anisiense superior (Posiblemente Illiriense, Díez com. per.). Por encima de ella aparecen las unidades carbonatadas pertenecientes a la facies Muschelkalk, en la que tanto los foraminíferos como a los ammonoideos encontrados se les asigna una edad Anisiense medio-superior (Pelsoniense-Illiriense) (Calvet y Marzo, 1994; López-Gómez et al., 1998).

Por debajo del Complejo lutítico-carbonatado-evaporítico superior y en contacto transicional, se encuentra la Unidad El Figaró, la cual ha sido datada mediante asociaciones de polen y esporas (Solé de Porta y Torrentó, 1985) como Triásico Inferior. Esta edad no parece concordar con la posición estratigráfica de esta unidad, aspecto que será discutido más adelante. En esta unidad también se han encontrado restos de tetrápodos (Gaete et al., 1994), concretamente del género *Parotosuchus* que existió entre el Scytiense y el Anisiense.

Dentro de este dominio en la zona de El Brull, Calzada (1987) describe icnitas de *Rhyncosauroides* y *Chirotheroides*, al igual que Cassanovas et al., (1979) también describe icnitas de *Chirotherium catalanicum* y restos de huesos aunque dentro del dominio de Garraf, en la Unidad Areniscas y Lutitas de L'Aragall, todas ellas coherentes con una edad Anisiense, al

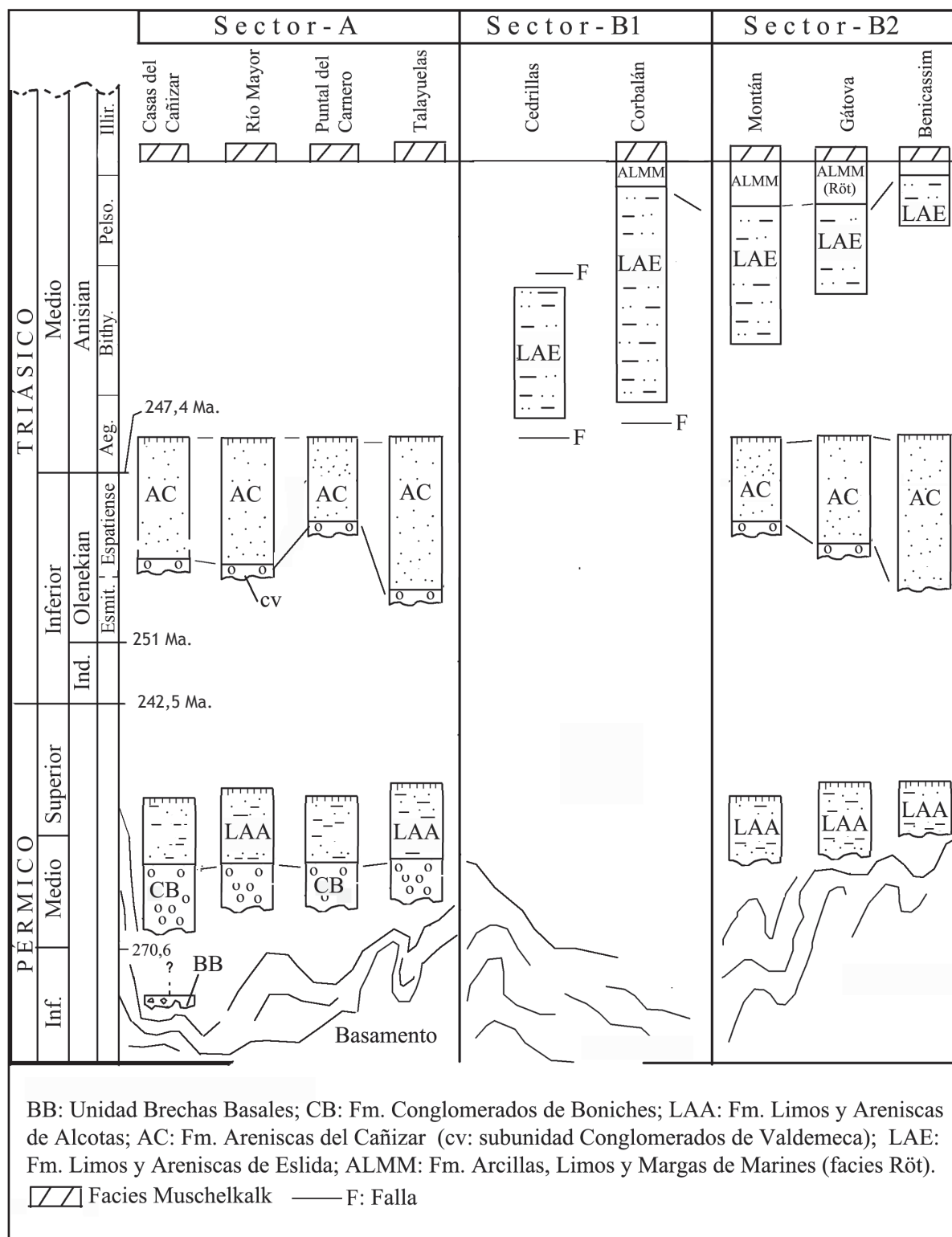


Fig. 6.1: Síntesis de las unidades de la Cordillera Ibérica y su rango temporal.

igual que un fragmento de mandíbula encontrado en la Unidad El Figaró en la zona de la Riera de Sant Jaume, en el dominio de Montseny-Llobregat (Fortuny et al., 2011).

También en el dominio Montseny-Llobregat, Dinarés et al. (2005) realizaron un estudio magnetoestratigráfico de las unidades de megasecuencia de la Riera de Sant Jaume, que se

encuentran estratigráficamente por debajo de la unidad El Figaró, atribuyéndoles una edad Triásico Inferior y Triásico Medio-Inferior (Olenekiense-Bithyniense). Una síntesis de las edades y distribución lateral de las unidades estudiadas en los distintos dominios de la Cordillera Costero Catalana se puede ver en la figura 6.2.

### 6.4 APROXIMACIÓN A LA EDAD DE LOS SEDIMENTOS EN FACIES BUNTSANDSTEIN DE LA CORDILLERA IBÉRICA Y LA CORDILLERA COSTERO CATALANA

En la figura 6.3 se recoge una síntesis de los datos de los que se dispone hasta la fecha, tanto de la Cordillera Ibérica como de la Cordillera Catalana, que nos permitan aproximar al máximo las edades de las diferentes unidades estudiadas. Se han situado en unas columnas sintéticas en las que se representan unas unidades que serían equivalentes a los ciclos sedimentarios descritos en el capítulo 4 en ambas cordilleras. Para ello no se ha establecido una correlación entre unidades, sino que se ha asumido que ciertos límites de secuencias mayores, como el marcado por la transgresión de Tethys sobre las Unidades de Eslida y El Figaró y las interrupciones a techo de las Unidades El Cañizar y Eramprunyà, son aproximadamente equivalentes entre sí. Esta idea es consecuente también con lo expuesto por otros autores (Bourquin et al., 2011) para el SW de Europa y se correspondería con ciclos mayores de tipo tectonosedimentarios.

Como podemos observar por los diferentes datos aportados, las unidades pertenecientes a la facies Röt, depositadas inmediatamente por encima de nuestras unidades de estudio más recientes (Eslida y El Figaró), se sitúan en el límite Anisiense medio-superior (Pelsoniense-Illiriense), luego la edad de la unidad inmediatamente inferior se corresponde con un Anisiense medio (Pelsoniense) cuyo límite inferior podría llegar hasta el Bithyniense en las zonas con un mayor registro sedimentario, aunque no se puede precisar con exactitud el hiato entre estas unidades y las subyacentes (Cañizar y Eramprunyà, en las Cordilleras Ibérica y Catalana respectivamente) ya que la base de esta unidad cambia lateralmente, no estando representada por completo en toda la zona de estudio. A la vista de estos datos, parece claro que la edad asignada inicialmente a la Unidad El Figaró como Triásico Inferior, (Solé de Porta y Torrentó, 1985) debe ser revisada.

En el caso de la Cordillera Costero Catalana, a la parte inferior del ciclo Triásico se le ha asignado una edad Triásico Inferior (Olenekiense) (Dinarés et al., 2005), mientras que en la Cordillera Ibérica aún no se ha podido determinar la edad de la parte inferior de esta secuencia. Sin embargo, podemos hacer una aproximación a esta edad si tenemos en cuenta dos consideraciones: La primera que la parte superior de la unidad inferior de la Cordillera Ibérica (Formación Cañizar) ha sido datada como Anisiense inferior (Aegiense) (Doubinger et al., 1990), y la segunda, como ya se ha expuesto anteriormente, que esta unidad está dividida en seis subunidades separadas por discontinuidades importantes de carácter regional, que pueden reconocerse en prácticamente toda la cuenca. Estas superficies mayores se corresponderían con superficies de 6º e incluso, en el caso del límite MBS-5, hasta de 7º orden en la clasificación de Miall (1985, 1996), y representarían una interrupción sedimentaria de aproximadamente  $10^4$ - $10^5$  y  $10^5$ - $10^6$  años respectivamente. Este dato es importante, ya que, simplemente, la suma de los 7 MBS de esta unidad representarían un tiempo de no-deposición o erosión cercano a 1 Ma.. Estas estimaciones nos permiten considerar que la base de ésta unidad y, por tanto, del ciclo Mesozoico en la Cordillera Ibérica estaría dentro del Esmitiense, es decir, Olenekiense como en el caso de la Cordillera Costero Catalana.



177

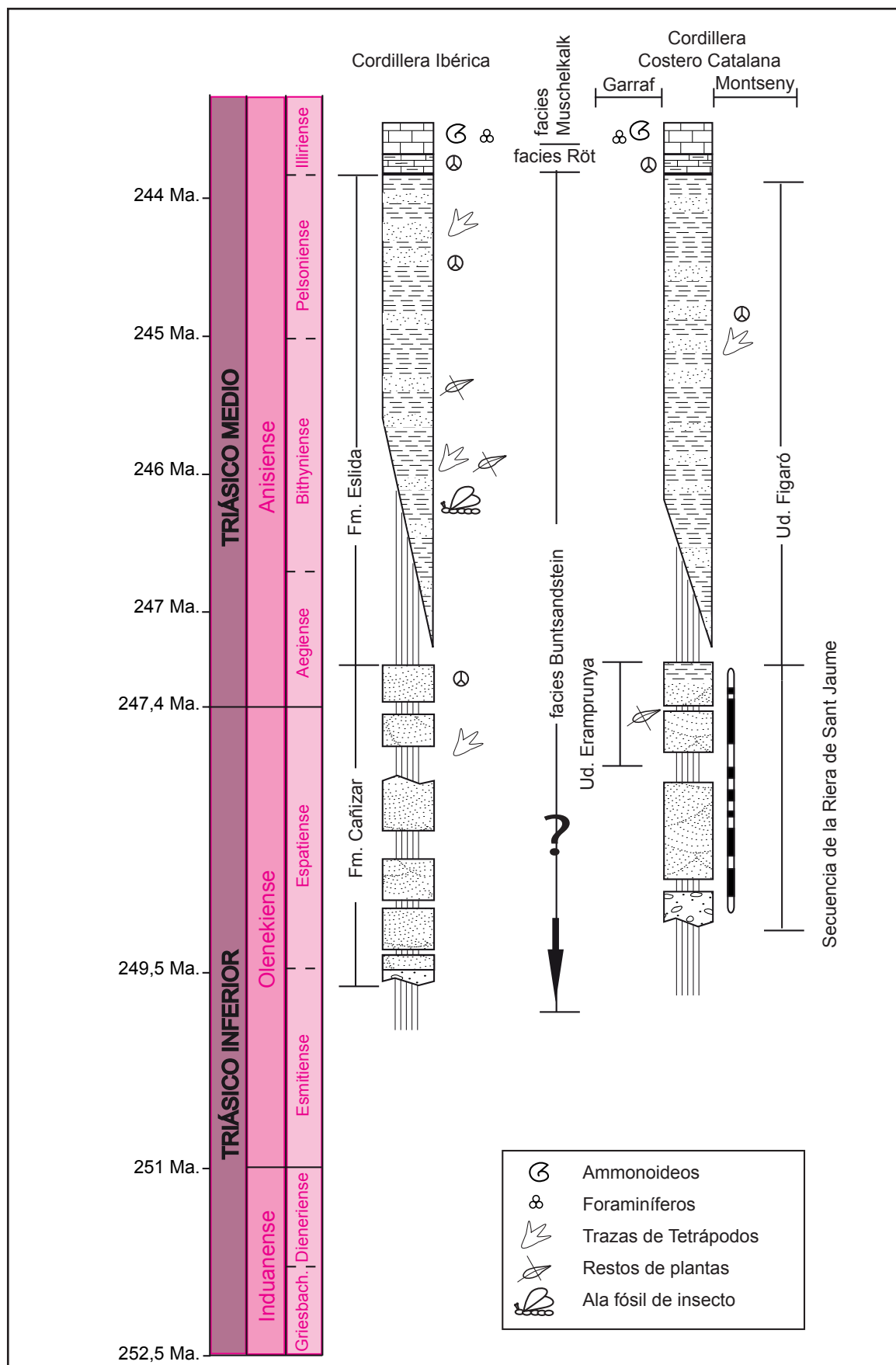


Fig. 6.3: Columnas sintéticas en las que se representa una aproximación de las edades de las unidades objeto de estudio, realizada con la información obtenida en este trabajo y de la bibliografía. Datos de la escala temporal tomada de Ogg, 2008.(Ud. VDC).

## **7. Petrografía y Mineralogía**



## **7. PETROGRAFÍA Y MINERALOGÍA**

### **7.1 INTRODUCCIÓN**

Una vez realizado el trabajo litoestratigráfico y sedimentológico, en este capítulo se hace un estudio de caracterización petrográfica y mineralógica de las muestras tomadas a lo largo de las columnas anteriormente descritas. El objetivo es realizar una clasificación de las rocas, identificar los principales minerales distinguiendo entre minerales detríticos frente a autigénicos, establecer las relaciones texturales entre ellos, y algunas consideraciones sobre su evolución diagenética y los procesos postsedimentarios en general. En este sentido, nos centraremos especialmente en las asociaciones minerales formadas durante las primeras etapas de la diagénesis que aportan una importante información sobre las condiciones físico-químicas que prevalecieron durante su formación. Además, la caracterización de las fases detríticas que aportan información sobre las posibles áreas fuente de estos materiales. La combinación de estas observaciones con la caracterización geoquímica que veremos en el capítulo siguiente, proporcionará nuevos argumentos para discutir sobre dichas condiciones de formación y procedencia de las distintas fases minerales.

Para llevar a el estudio petrográfico y mineralógico se han utilizado diferentes técnicas. Mediante microscopía óptica de luz transmitida se han estudiado las láminas delgadas de areniscas de tamaño de grano entre arena fina y arena media-gruesa, mientras que para las rocas de grano más fino, como las lutitas, se ha empleado la difracción de rayos X. Esta técnica nos permite identificar la mineralogía global de la roca y sobre todo diferenciar los distintos filosilicatos. En ambos casos se han completado las observaciones con imágenes tomadas mediante microscopía electrónica de barrido (SEM). Finalmente, se han realizado análisis con microsonda electrónica (EMPA), con los que se ha podido determinar la composición química de las diferentes fases minerales.

### **7.2. METODOLOGÍA**

#### **7.2.1. MICROSCOPÍA ÓPTICA**

Mediante microscopía óptica se han estudiado las muestras de areniscas tomadas en facies de relleno de canal de 5 columnas de la Cordillera Ibérica, (Río Mayor, Puntal del Carnero, Talayuelas, Gátova y Benicassim, como columnas representativas de los sectores A y B) y de 2 columnas de la Cordillera Costero Catalana (La Palma y El Figarò, representativas del sector C). La localización de estas columnas puede verse en la figura 1.7.

La clasificación de las rocas se ha realizado mediante estimaciones visuales de los componentes principales: cuarzo, feldespatos y fragmentos de roca, representándolos en el diagrama utilizado por Pettijohn (1975), teniendo en cuenta que la estimación visual tiene un margen de error de, aproximadamente el 5%. En el vértice del cuarzo se han contabilizado tanto los granos de cuarzo monocrystalino, como los granos de cuarzo policristalino y chert. En el vértice de los feldespatos se toman en cuenta tanto los feldespatos potásicos como las plagioclasas, y finalmente en el vértice de los fragmentos líticos se han contabilizado los fragmentos de rocas plutónicas, metamórficas y sedimentarias, formados por más de una fase mineral. Además se han descrito otras fases que aparecen formando parte del esqueleto de la roca, como minerales



accesorios y los distintos cementos o matriz que los engloban, estableciendo las relaciones que existen entre ellos.

Por otra parte, se ha realizado un estudio granulométrico de 6 de las secciones (Río Mayor, Talayuelas, Gátova, Benicassim, en la Cordillera Ibérica y La Palma y El Figarò en la Cordillera Costero Catalana), también mediante estimaciones visuales, que posteriormente será utilizada junto con datos geoquímicos para determinar la posible influencia de la litología y el tamaño de grano sobre las variaciones de los análisis químicos de roca total (anexo I, tablas 1 a-e).

La preparación de láminas delgadas ha sido realizada tanto en el taller de preparación de muestras del Departamento de Estratigrafía y del Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad Complutense de Madrid, y en el Departamento de Geología (Área de Petrología) de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Zaragoza. Las láminas han sido pulidas hasta un espesor de 30 micras y analizadas con microscopios Olympus AX70 y Nikon Eclipse E400, mediante los cuales se han obtenido también imágenes digitales.

### **7.2.2. DIFRACCIÓN DE RAYOS X**

Esta técnica se basa en hacer incidir una haz de rayos X sobre la muestra de modo que éstos son difractados por los átomos que constituyen el cristal y hacen que los electrones vibren con la frecuencia de la radiación X incidente, absorbiendo parte de la energía y emitiendo otra parte también en forma de rayos X, actuando como nuevos frentes de ondas. Estas ondas suelen interferirse de forma destructiva salvo en direcciones concretas en las que se encuentran en fase, dando lugar a lo que se conoce como difracción, generando la señal que es recogida por el difractómetro y que da lugar un difractograma (Klein y Hurlbut, 1996).

Mediante la Ley de Bragg, se expresan matemáticamente las condiciones que deben cumplirse para que se generen ondas en fase que den lugar a la difracción de los rayos X por una familia de planos (hkl) en un cristal:

$$n\lambda = 2d \sin\theta$$

Es decir, que si tenemos un espaciado interplanar (d) y una longitud de onda ( $\lambda$ ), las reflexiones sólo se producen para aquellos ángulos que satisfacen la ecuación, en la que n es igual a un número entero ( $n = 1 \dots, n$ ). Por lo tanto, conociendo la longitud de onda utilizada por el difractómetro, si vamos haciendo variar el ángulo de incidencia del haz, podremos ir calculando los distintos espaciados de la red cristalina del mineral que estamos analizando. Las reflexiones que vamos obteniendo son de primer orden, segundo orden y así sucesivamente en función de n.

Esta técnica se ha aplicado a 161 muestras de areniscas de grano muy fino y lutitas. Se utiliza para conocer la mineralogía global y la determinación de los filosilicatos de la fracción arcillosa. Para ello se han empleado dos métodos distintos de los que se obtiene información complementaria: el método del polvo policristalino desorientado y el de los agregados orientados.

En ambos casos, tanto la preparación de las muestras como los análisis de difracción

de rayos X se ha llevado a cabo en el Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad Complutense de Madrid (Fig. 7.1). El modelo de difractómetro utilizado es el Siemens D500, con monocromador de grafito. La radiación empleada es la  $K\alpha$  del cobre, el voltaje 40 KV y la intensidad 30 mA. Tanto el intervalo de exploración, como la velocidad son distintos en función del método utilizado.

#### 7.2.2.1 Método del polvo policristalino desorientado

Este método se basa en reducir el tamaño de partícula para tratar de tener la mayor desorientación posible de los granos minerales, de modo que al actuar el haz de rayos X sobre la muestra se asegura que incida sobre la orientación adecuada, es decir, aquella cuyo ángulo cumpla la ley de Bragg. Se obtiene un difractograma a partir del cual podemos conocer la mineralogía global de la muestra. Cada mineral da lugar a una serie de reflexiones características a unos ángulos determinados, que podemos convertir en valores de espaciados ( $d$ ) con ayuda de la Ley de Bragg. La comparación de los valores obtenidos con tablas realizadas con minerales estándar (Fichas A.S.T.M.), en las que ya se conocen sus reflexiones características, nos permite conocer qué minerales están presentes en nuestras muestras.

Para la preparación de muestras, en primer lugar se dejan secar 24 horas a temperatura ambiente y se hace un cuarteo de modo que la fracción empleada para los análisis sea representativa de la muestra. Se muele con la ayuda de un molino de ágata eléctrico (Rechts-Pulverisette) y tomamos 3 g de muestra que se tamizan con una luz de malla de 0,053 milímetros (270 mallas A.S.T.M.). Para que el resultado sea válido debe pasar toda la muestra, ya que de otro modo podría quedar retenido en el tamiz algún mineral provocando que el resultado de los análisis no fuese representativo.

Una vez tamizadas, se introducen en tubos ependorf y se marcan convenientemente con las siglas de la serie y el número de cada muestra, de modo que quedan preparadas para su análisis en el difractómetro de rayos X. En el caso del método del polvo policristalino el intervalo de exploración es entre  $2^\circ$  y  $65^\circ$  ( $\Delta 2\theta$ ), siendo el intervalo entre pasos de  $0,03^\circ$  ( $\Delta 2\theta$ ), y la velocidad de exploración de un paso por segundo.

#### 7.2.2.2 Método de los agregados orientados

Este método se utiliza fundamentalmente para la caracterización de filosilicatos, que son los principales constituyentes de la fracción arcillosa, los cuales debido a su bajo poder reflectante apenas dan lugar a reflexiones distinguibles en los diagramas de polvo policristalino. Se basa en una característica de éstos minerales, su estructura en láminas, por lo que se orientan de modo que el haz de rayos X incida sobre los planos perpendiculares al eje (001) del mineral, reforzando éstas reflexiones y dando lugar a picos mucho más intensos que los obtenidos por la técnica del polvo policristalino.



Fig. 7.1 Difractómetro del laboratorio de arcillas del Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad Complutense de Madrid.

Para preparar los agregados orientados es preciso poner las muestras en suspensión. Para ello se toman unos 100 g de muestra (previamente secada, cuarteada y molida en un molino de ágata) que se mezclan con agua destilada y se introducen en las columnas de decantación.

En el caso de que las muestras contengan carbonatos es preciso eliminarlos, ya que actúan como cemento entre las partículas arcillosas, y hacen que la muestra flocule. Para eliminar los carbonatos las muestras se tratan con una solución de ácido acético y acetato sódico (Jackson, 1969), preparada mediante una disolución de 82 g de acetato sódico en 900 ml de agua destilada, a los que se añaden 27 ml de ácido acético glacial. Una vez preparada la disolución se mide el pH, el cual debe estar en 5. Si no fuese así se ajusta añadiendo hidróxido sódico, en el caso de que fuese menor, o ácido acético, en el caso de que fuese mayor a éste valor. Finalmente se añade agua destilada hasta enrasar a un litro (Moore y Reynolds, 1997). Una vez preparada la solución para atacar los carbonatos, se añaden 100 ml a la muestra y se agita hasta que cesa la reacción del ácido con los carbonatos. Posteriormente, se lava la muestra repetidamente hasta que se obtiene una buena suspensión, pasando entonces a estar preparada para la separación de fracciones en las columnas de decantación.

Otra causa que provoca la floculación de las muestras es el valor de pH de la suspensión, que cuando es ácido produce una aglutinación de los minerales de la arcilla. En este caso añadimos 5 mg de hexametáfosfato sódico, de modo que se dispersen las partículas y deje de flocular la muestra.

Una vez conseguida la suspensión, las mezclas se enrasan a 1000 ml, se agitan y se dejan decantar durante 16 horas. Según la Ley de Stokes, en función de la altura de la columna, y asumiendo que las partículas tienen forma esférica, podemos ir separando las distintas fracciones arcillosas que queramos estudiar. En nuestro caso, el tiempo que dejamos decantar las muestras (16 horas) en una columna de agua de 20 cm de altura (Fig. 7.2) nos permite separar la fracción con tamaños  $< 2 \mu\text{m}$ , mientras que para separar la fracción  $< 20 \mu\text{m}$  es preciso esperar 10 minutos. Los minerales concentrados en la fracción  $< 2 \mu\text{m}$  se consideran autigénicos y por tanto, nos aportan información sobre las características de la cuenca de sedimentación, mientras que los  $< 20 \mu\text{m}$  obtenemos información sobre fracciones más gruesas, en la que podría haber una mayor influencia detrítica.

Temperatura	Tiempo de decantación $< 2 \mu\text{m}$	Tiempo de decantación $< 20 \mu\text{m}$
20° C	15 h 28 min 49 s	9 min 46 s
19° C	15 h 52 min 07 s	9 min 46 s
18° C	16 h 16 min 20 s	9 min 46 s

Fig. 7.2: Tiempos de decantación para la extracción de la fracción  $< 2 \mu\text{m}$  y  $< 20 \mu\text{m}$  en función de la temperatura, para una columna de 20 cm de altura.

Trascurrido el tiempo adecuado, se abren los grifos de las columnas de decantación y se extrae la fracción que queremos estudiar, con la precaución de limpiar previamente los posibles restos de fracciones gruesas que hayan podido quedar retenidos en el conducto del grifo, y se introducen en una estufa a 60° C durante el tiempo necesario hasta que se evapore todo el agua (entre 48 y 36 horas). Una vez que se ha evaporado el agua, se extraen las muestras del

vaso de precipitados mediante una espátula, y se pesan 5 mg por cm<sup>2</sup> de vidrio utilizado para hacer el agregado orientado. En este caso se han utilizado vidrios cuadrados de 4 cm de lado (16 cm<sup>2</sup>), por lo que pesamos 0,08 g de muestra. Se introducen en tubos de ensayo con 2,5 ml de agua destilada y se pone tres minutos en el baño de ultrasonidos, para que las partículas se disgreguen y vuelvan a ponerse en suspensión.

Finalmente, con la ayuda de una pipeta se van poniendo las muestras gota a gota, perpendicularmente sobre los vidrios (previamente marcados con las correspondientes siglas), y se dejan 24 horas a temperatura ambiente hasta que se evapore el agua y quede una pátina de muestra sobre el cristal, de modo que las partículas se orientan por gravedad según el plano (001) (Fig.7.3).



Fig. 7.3: Columnas de decantación y agregados orientados.

Los filosilicatos del grupo de la esmectita, clorita y vermiculita, presentan espaciados basales muy similares. Para distinguir unos de otros o la presencia de minerales como la caolinita o interestratificados, se aplican a las muestras dos tratamientos diferentes, ante los cuales cada mineral da lugar a una respuesta distinta y característica. Estos tratamientos se detallan en manuales de referencia como el de Moore y Reynolds (1997), y son:

*-Tratamiento con etilenglicol;* esta sustancia es un compuesto químico constituido por moléculas orgánicas, que se introduce en el espacio interlaminar de aquellos minerales que por su baja carga interlaminar, como es el caso del grupo de las esmectitas, permite la entrada de estas moléculas en su estructura, produciendo un “hinchamiento” y, por lo tanto, un mayor espaciado entre las láminas. En los diagramas de rayos X, esto se refleja en un cambio en la posición del pico de 12-14 Å hasta valores entre 16-17 Å. Por el contrario, el resto de los minerales no se ven afectados por este tratamiento y no se producen variaciones si se comparan con los difractogramas de agregados orientados sin tratar.

*-Tratamiento térmico;* en este caso se somete a la muestra a un calentamiento durante 2h a una temperatura de 550 °C. Éste es el umbral de temperatura por debajo del cual se pierde el agua interlaminar, conservándose el agua estructural. La pérdida del agua interlaminar de los minerales hidratados (esmectitas y vermiculitas) produce el colapso de la estructura de algunos de ellos, con la consiguiente reducción del espaciado interlaminar. Ello queda reflejado en el difractograma como una variación en la posición de los picos a 12-14 Å, hasta los 10 Å. Sin embargo, la reflexión a 14 Å (d001) de la clorita no se ve afectada por este tratamiento (aunque sí la d (002) a 7 Å, que desaparece tras el tratamiento térmico), qué afecta también a las caolinitas, cuya reflexión a 7,2 Å desaparece de los difractogramas.

Una vez terminado el proceso de preparación, las muestras están listas para su análisis mediante difracción de rayos X. En este caso, el intervalo de exploración es de 2° a 35° ( $\Delta 2\theta$ ).



Entre los  $2^\circ$  y los  $13^\circ$  ( $\Delta 2\theta$ ), es donde aparecen las principales reflexiones basales de los filosilicatos, por lo que para reforzar éstas reflexiones con el fin de una mejor diferenciación entre ellos, se disminuye el intervalo entre pasos a  $0,02^\circ$  ( $2\theta$ ). La velocidad de exploración, un paso por segundo, es constante.

Finalmente, tanto en los diagramas del método polvo policristalino como en los de agregados orientados, se realiza un análisis semicuantitativo de cada fase, mediante el cual podemos comparar las variaciones relativas de cada mineral, que se producen a lo largo de una columna o entre las diferentes columnas dentro de una cuenca. El error analítico del método es del orden del 5%, por lo que si una fase se encuentra en una proporción inferior a ese valor queda reflejada como indicios.

El análisis de los difractogramas se ha realizado con el programa informático EVAplus, a partir de cuya base de datos se han obtenido los patrones para la identificación de los distintos minerales y mediante el cual se han realizado las medidas necesarias para los análisis semicuantitativos a partir del método de los poderes reflectantes. Este método, propuesto por Schultz (1964), se basa en que la intensidad de un mineral registrada por el difractómetro es función de la proporción relativa de ese mineral en la roca. Para calcular dicha cantidad, se halla el área de un pico determinado de cada mineral, se divide por su “poder reflectante” (anexo I, tabla 2) característico para cada mineral y se recalcula a cien. De este modo se obtiene una aproximación de las cantidades relativas de las diferentes fases ya que los datos obtenidos no son valores absolutos de la concentración, aunque son útiles para ver los cambios en las proporciones de los diferentes minerales, entre unas muestras y otras.

Además, con el fin de estimar las condiciones de diagénesis hasta metamorfismo de bajo grado que pueden haber afectado a estos materiales, en los difractogramas obtenidos a partir del método de agregados orientados se ha medido el parámetro de cristalinidad de la illita o índice de Kübler, que se basa en la medida de la anchura a media altura (Full width at half maximum, FWHM) de la primera reflexión basal de la illita ( $10 \text{ \AA}$ ), y a partir del cual se establece el grado diagénesis que ha sufrido la roca (Kübler, 1964). La calibración de los datos se ha hecho según el criterio de Kisch et al. (2004), obteniéndose que, al aplicar la fórmula de corrección  $Y = 1,0059X - 0,0493$ , el valor límite entre la diagénesis y la anquizona es de 0,38 y de 0,21 ( $2\theta$ ) para el límite entre la anquizona y la epizona.

### **7.2.3. MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO (BSEM)**

Para hacer un estudio más detallado de las características texturales y morfológicas de las distintas fases minerales, se han seleccionado 16 muestras para su estudio en el microscopio electrónico de barrido modelo JEOL 6400, del Centro de Microscopía Electrónica (Luis Bru) de la Universidad Complutense de Madrid y 1 muestra estudiada en el microscopio electrónico de barrido modelo FEI NOVA-Field Emission del centro de microscopía de la Universidad de Leeds (UK). Para ello, se llevaron tanto láminas delgadas pulidas como probetas con fragmentos de muestra de unos pocos milímetros, que se metalizaron con carbono o con oro, de modo que fueran conductoras, evitando así que quede cargada al paso de los electrones. En el microscopio electrónico de barrido se hace incidir un delgado haz de electrones acelerados sobre una muestra gruesa, opaca a los electrones. Este haz se focaliza sobre la superficie de la muestra

(Fig. 7.4), de forma que realiza un barrido de la misma siguiendo una trayectoria de líneas pa-



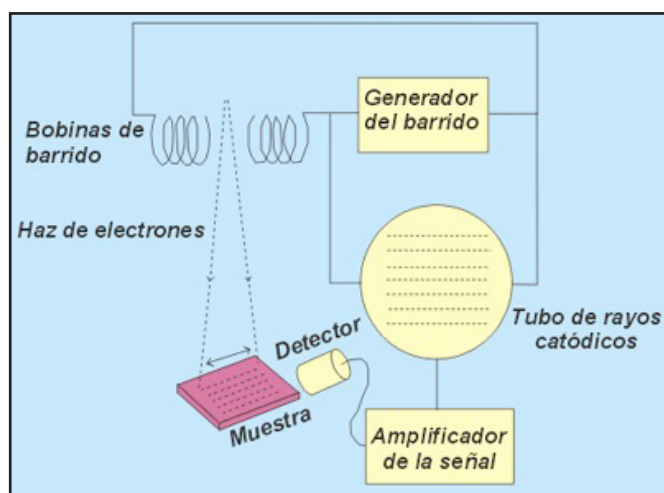


Fig. 7.4: Esquema de un microscopio electrónico de barrido.

rales. Hay dos modos de trabajo, con electrones secundarios, emitidos por los átomos de la muestra debido a la colisión del haz incidente, y los electrones retrodispersados, que son aquellos electrones del haz incidente que han colisionado con los átomos de la muestra y han sido reflejados. En el caso del modo de electrones secundarios, la intensidad de las emisiones varía



Fig. 7.5: Microsonda electrónica del Centro de Microscopía Luís Bru, de la Universidad Complutense de Madrid.

en función del ángulo que forma el haz incidente con la superficie del material, es decir del relieve de la muestra, dando como resultado una imagen topográfica de la muestra. En el caso de electrones retrodispersados ésta varía en función del número atómico medio ( $Z$ ) de cada fase mineral, lo cual es el mejor método para diferenciar los distintos minerales en muestras pulidas, al no haber relieve. También se pueden realizar análisis químicos semicuantitativos de la composición de zonas puntuales.

#### **7.2.4. MICROSONDA ELECTRÓNICA.**

La microsonda electrónica es una técnica que permite hacer un análisis químico cuantitativo a partir de un pequeño volumen de mineral. Se basa en la emisión de un haz de electrones sobre la muestra, de modo que chocan con los electrones de las capas más internas de los átomos que la componen. La fuente de energía es un filamento de wolframio que a muy altas temperaturas y a alto voltaje, emite electrones libres (dentro del cañón de electrones y de la columna del instrumento, donde se ha realizado el vacío). Estos electrones pueden enfocarse gracias a campos electromagnéticos, hasta un diámetro inferior a  $1\ \mu\text{m}$ . Cuando chocan con la muestra arrancan electrones de las órbitas internas, provocando el desplazamiento de los electrones de las órbitas externas para cubrir las vacantes dejadas, emitiendo energía en forma de rayos X característicos de cada elemento. Para el análisis cuantitativo se requiere el empleo de patrones y la conexión de un ordenador al instrumento, el cual realiza las correcciones oportunas debido a las interacciones que se producen por los rayos X en su trayectoria hasta el

receptor. Al igual que en el caso del microscopio electrónico de barrido, la microsonda también puede trabajar con electrones retrodispersados, cuya intensidad de emisión depende del número atómico medio de los átomos de la muestra, pudiéndose diferenciar distintas composiciones químicas por diferencia de contraste, es decir, los minerales que contengan elementos más pesados, como por ejemplo el circón, darán tonos mucho más claros que un cuarzo.

La preparación de las 32 muestras estudiadas consiste en una sección pulida muy fina de roca o mineral de un espesor de 30 micras y ha sido realizada tanto en el taller de preparación de muestras de los Departamentos de Cristalografía y Mineralogía y de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid, así como en el Departamento de Geología (Área de Petrología) de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Zaragoza. Una vez seleccionadas las láminas, es necesario realizar un estudio petrográfico para marcar áreas de interés y los minerales que queremos analizar. Finalmente, antes de introducirlas en la microsonda, son metalizadas con una película de carbono para hacerlas conductoras.

El modelo de microsonda electrónica utilizada es el JEOL JXA-8900 M WD/ED, del Centro de Microscopía Electrónica (Luis Bru) de la Universidad Complutense de Madrid. Las condiciones analíticas fueron: 15 kV de potencial de aceleración, 15 nA de corriente, haz de 5  $\mu\text{m}$  de diámetro y 10 s de tiempo de conteo para todos los elementos. Para corregir los efectos interelementales se utilizó un sistema de corrección (ZAF) en función de tres factores: número atómico (Z), absorción (A) y fluorescencia (F) antes de extraer los resultados cuantitativos.

Los análisis obtenidos mediante microsonda electrónica fueron posteriormente tratados mediante una hoja de cálculo para obtener las fórmulas estructurales y realizar la clasificación y proyección de los resultados, eliminando los análisis no válidos. Para calcular la fórmula estructural de feldespatos, micas, circones, rutilos, monacitas, xenotimas y apatitos se han seguido los criterios utilizados por Deer, et al. (1992). En el caso de las fases hidratadas, como las micas, el cálculo de la fórmula se ha realizado teniendo en cuenta que la microsonda no nos da la medida del contenido de  $\text{H}_2\text{O}$ , ni el del Boro en el caso de la turmalina, el cual asumimos, por estequiometría, que son tres átomos por fórmula unidad. Los sulfato-fosfatos se han normalizado a 11 oxígenos.

## 7.3 RESULTADOS

### 7.3.1 ESTUDIO PETROGRÁFICO Y MINERALÓGICO

De las 17 columnas realizadas, se han seleccionado un total de 7, distribuidas entre los tres sectores. De ellas se han descartado las unidades conglomeráticas, escogiendo sólo muestras de las unidades de areniscas para su estudio en lámina delgada. En el sector A, se han estudiado las láminas delgadas de las columnas de Río Mayor, Puntal del Carnero y Talayuelas, en el sector B las columnas de Gátova y Benicassim y en el sector C, ya en la Cordillera Costero Catalana, se han estudiado las columnas de La Palma y El Figarò (Fig. 1.7).

El estudio petrográfico de las areniscas indica que, de acuerdo con el esquema propuesto por Pettijohn (1975), podemos clasificarlas fundamentalmente como subarcosas y cuarzoarenitas, con menores proporciones de sublitoarenitas y arcosas (Figs. 7.6 y 7.7). En el caso de las columnas de la Cordillera Costero Catalana no se han podido realizar estas estimaciones de

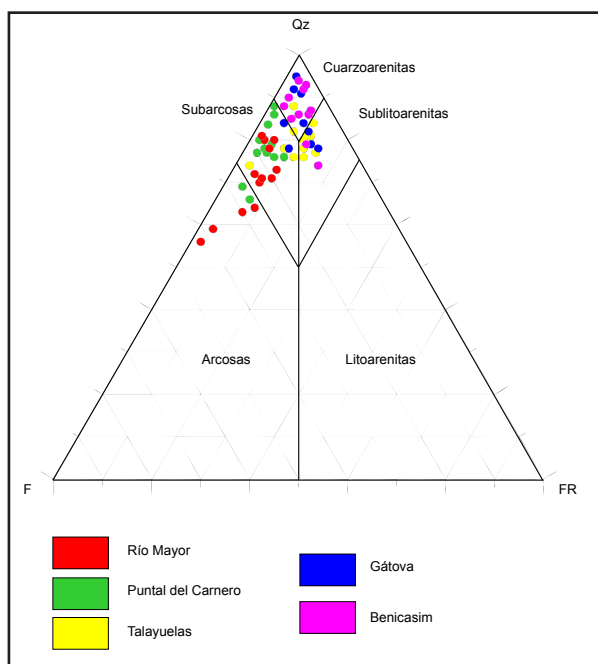


Fig. 7.6: Representación de las muestras de la Fm. Cañizar de la Cordillera Ibérica en el diagrama QFR propuesto por Pettijohn (1975).

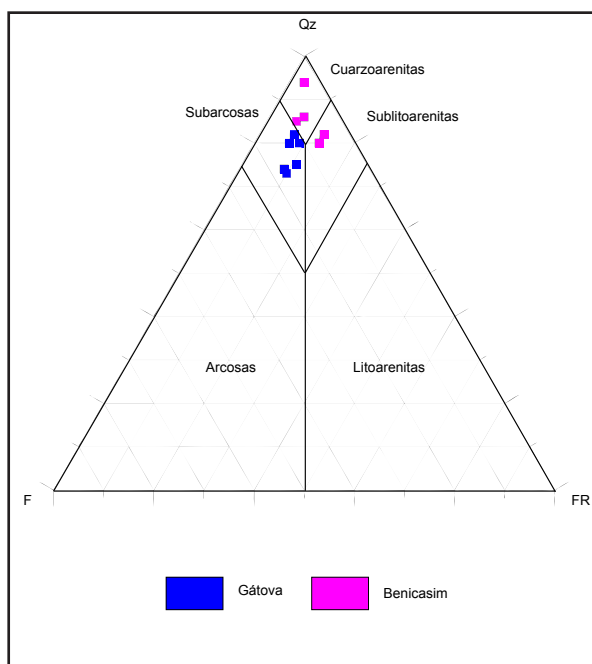


Fig. 7.7: Representación de las muestras de la Fm. Eslida de la Cordillera Ibérica en el diagrama QFR propuesto por Pettijohn (1975).

forma fiable, ya que gran parte del esqueleto ha sido reemplazado por minerales secundarios por lo que no se han incluido en la clasificación, pero sí en la descripción y análisis de algunos de sus minerales.

Los principales componentes del esqueleto de las areniscas son: cuarzo, feldespatos, micas detríticas, minerales accesorios detríticos (circón, turmalina, monacita, xenotima, apatito y rutilo) y autigénicos (fosfatos-sulfatos aluminicos y hematites) (Figs. 7.8, 7.9, 7.10). Todos ellos se encuentran rodeados por distintos cementos (ferruginoso, de feldespato y de cuarzo) y por minerales de la arcilla que constituyen la matriz de la roca.

El cuarzo (Fig. 7. 10) es fundamentalmente monocristalino con extinción ondulante. Los granos suelen ser entre subredondeados y subangulosos, siendo los primeros más frecuentes en la Formación Cañizar (Cordillera Ibérica) y en la Unidad Eramprunyà (Cordillera Costero Catalana), mientras que los más angulosos predominan tanto en la Formación Eslida (Cordillera Ibérica) como en la Unidad El Figarò (Cordillera Costero Catalana).

Los feldespatos son en su mayor parte potásicos (ortosa y microclina) con una menor proporción de plagioclasa. Se encuentran frecuentemente reemplazados por ilita y caolinita y en ocasiones también pueden estar corroídos (Fig. 7.11). La composición de los feldespatos determinada a partir de los análisis en microsonda electrónica muestra pocas variaciones entre las distintas columnas. En la tabla 3, anexo I se recogen una serie de análisis seleccionados.

Las micas detríticas, predominantemente moscovita y en menor medida biotita, se presentan como cristales de gran tamaño (entre 400 y 800 micras) con morfologías laminares que se encuentran generalmente orientadas según una dirección preferente y que también aparecen frecuentemente reemplazadas por caolinita e ilita, especialmente en las muestras de la Cordillera Ibérica situadas más hacia el este (sector B2, columna de Benicassim) dando lugar a intercre-



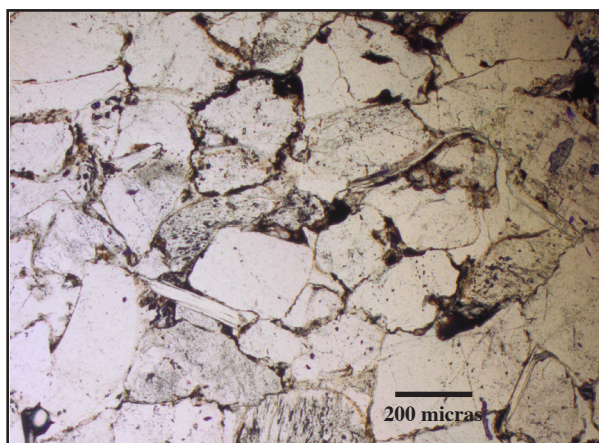


Fig. 7.8. Arcosa. Muestra Río Mayor 3. Imagen tomada con nícoles paralelos.

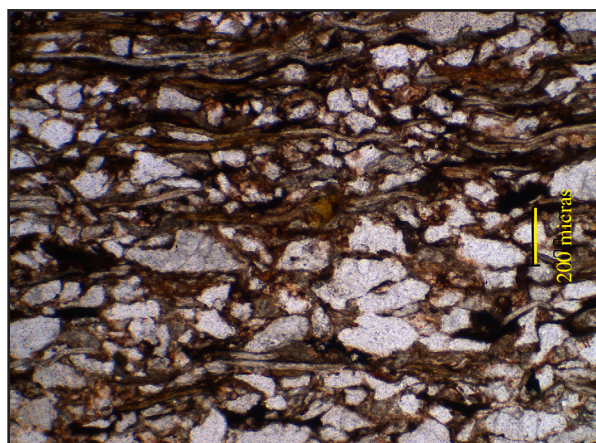


Fig. 7.9. Arenisca con mayor contenido en micas y arcillas. Muestra Gat 8.

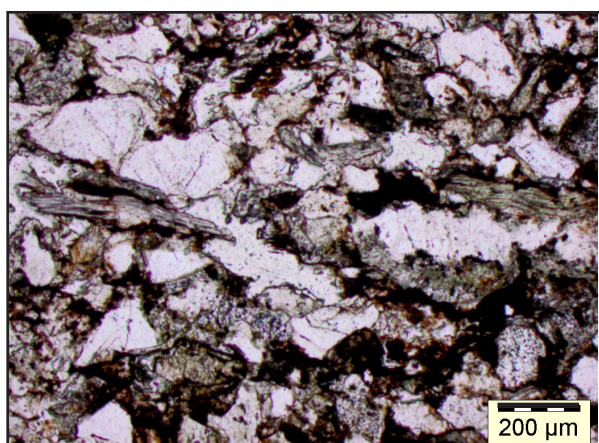


Fig. 7.10: Arenisca del sector C. Muestra Fig 9.

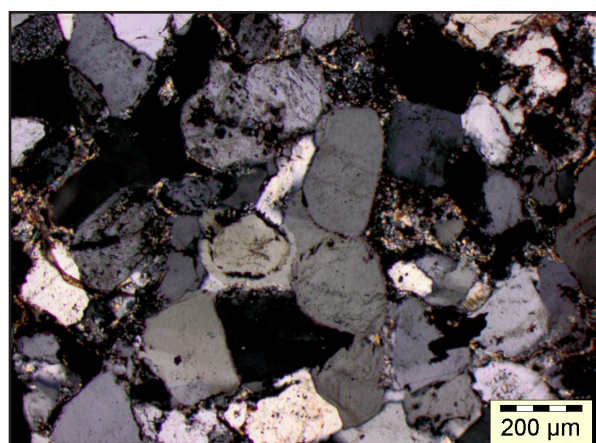


Fig. 7.11: Granos de cuarzo redondeados con cementos de óxidos de hierro y de cuarzo. Muestra Río Mayor 3.

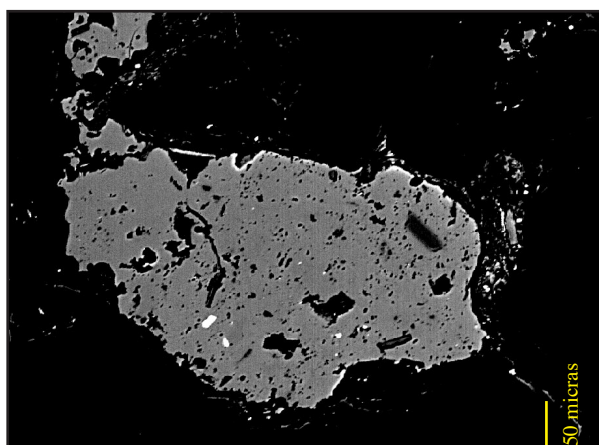


Fig. 7.12. Feldespato potásico corroído. Muestra Tal 230b. Imagen tomada con electrones secundarios en microsonda electrónica.

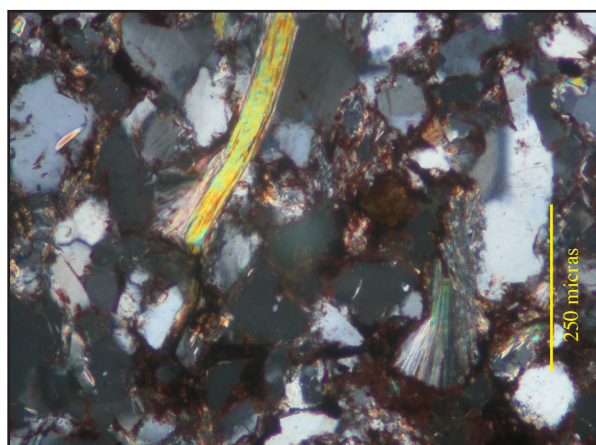


Fig. 7.13. Moscovita reemplazada por caolinita e illita. Muestra Beni 102. Imagen tomada con nícoles cruzados.

cimientos ilita-caolinita (Fig 7.12). La composición media de biotitas y moscovitas detríticas puede expresarse como  $(K_{1,57} Na_{0,07} Ca_{0,02}) (Fe_{2,20} Mg_{1,41} Al(VI)_{1,29} Ti_{0,36}) (Al(IV)_{2,21} Si_{5,79})$  y  $(K_{1,71} Na_{0,11} Ca_{0,01}) (Fe_{0,16} Mg_{0,20} Al(VI)_{3,62} Ti_{0,05}) (Al(IV)_{1,61} Si_{6,39})$ , respectivamente (anexo I, tabla 3). En las moscovitas encontramos Fe, Mg y Ti en posiciones octaédricas sustituyendo al Al, aunque en muy baja cantidad. En el caso de las biotitas en posiciones octaédricas encontramos como principal catión trivalente al Al, sustituido en muy pequeña proporción por Ti, y como cationes divalentes Fe, Mg y ocasionalmente Mn.

Los fragmentos de roca son poco abundantes (Fig. 7.14 a y b), generalmente de tipo metamórfico (esquistos y pizarras) y plutónico. En mucha menor proporción se encuentran los de tipo sedimentario (areniscas) y no se ha observado la presencia de fragmentos de rocas carbonáticas extracuencales. Los fragmentos de esquistos y pizarras pueden estar reemplazados por minerales de la arcilla o por agregados policristalinos de unos minerales relativamente poco frecuentes en rocas sedimentarias, fosfatos-sulfatos aluminicos (minerales APS), en los que se entrará en detalle posteriormente.

Entre los componentes detríticos, en proporción menor al 1%, se encuentran una serie de minerales accesorios como turmalinas, circones, varios tipos de fosfatos (apatito, monacita, xenotima) y rutilo.

Las turmalinas, que generalmente aparecen zonadas y con morfología redondeada (Fig. 7.15), son de dos tipos; unas con pleocloismo pardo-marrón y verdoso, y otras de color azul verdoso. Se han realizado varios análisis de su composición, obteniéndose que son de dos tipos: chorlo  $(Na_{0,52} Ca_{0,03} K_{0,01}) (Fe_{1,38} Mn_{0,02} Mg_{0,45} Ti_{0,04}) Al_{6,48} B_3 Si_{5,46} (OH, F)_{30}$  y dravitas  $(Na_{0,56} Ca_{0,10} K_{0,01}) (Mg_{1,28} Fe_{0,86} Mn_{0,01} Ti_{0,11}) Al_{6,15} B_3 Si_{5,51} (OH, F)_{30}$  (anexo I, tabla 5).

Los circones (Fig. 7.16) se encuentran zonados, con morfologías bastante redondeadas aunque a veces aparecen con bordes corroídos o con inclusiones de cuarzo (Fig. 7.16), (anexo I, tabla 6). Estos minerales aportan importante información sobre el área fuente ya que pueden permanecer inalterados como sistemas cerrados durante largos periodos de tiempo y diferentes procesos geológicos. Además contiene Uranio en su estructura y por ello han podido ser datados mediante isótopos de U-Pb, técnica cuyos resultados serán expuestos en el siguiente capítulo.

Los fosfatos como apatito, monacita y xenotima (Fig. 7.17 y 7.18), también presentan morfologías redondeadas, en ocasiones con los bordes alterados y corroídos. Algunos análisis de sus composiciones químicas se recogen en el anexo I, tablas 7a, b, c. Cabe destacar el contenido en flúor de los apatitos, clasificándose como fluorapatitos y que no hay apenas sustitución de Sr por Ca en la estructura de estos minerales.

Finalmente podemos encontrar rutilos de pequeño tamaño con morfologías bastante redondeadas (Fig. 7.17).

También como minerales accesorios, pero no de origen detrítico, sino de origen autigénico, encontramos hematites y minerales de composición intermedia entre fosfatos-sulfatos aluminicos o minerales del grupo de los APS (Fig. 7.19) (anexo I, tabla 8). El hematites suele encontrarse como parches con morfología pseudocúbica, frecuentemente asociado a este grupo de minerales (Fig. 7.20).



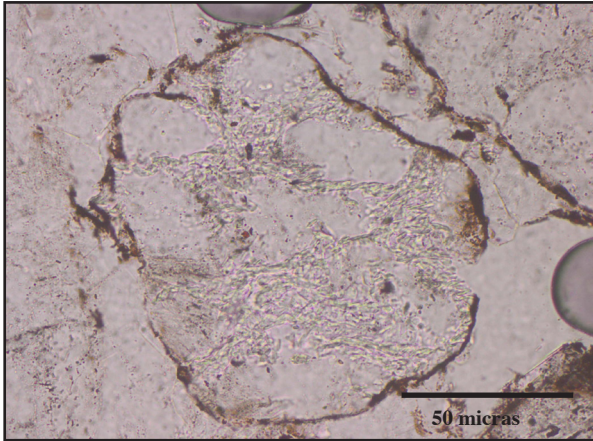


Fig. 7.14. Fragmento de roca visto con nícoles paralelos. Muestra Río Mayor 5.

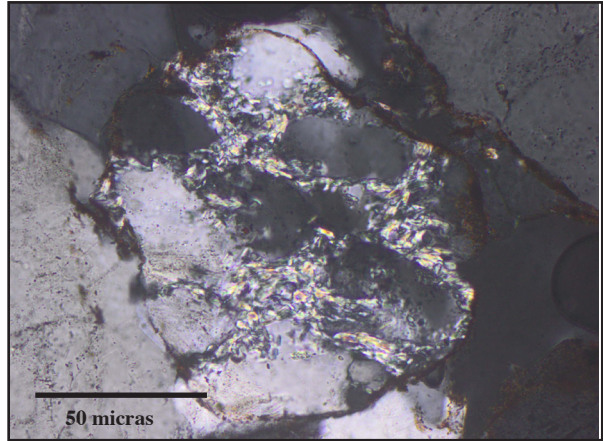


Fig. 7.14b. Fragmento de roca visto con nícoles cruzados. Muestra Río Mayor 5.

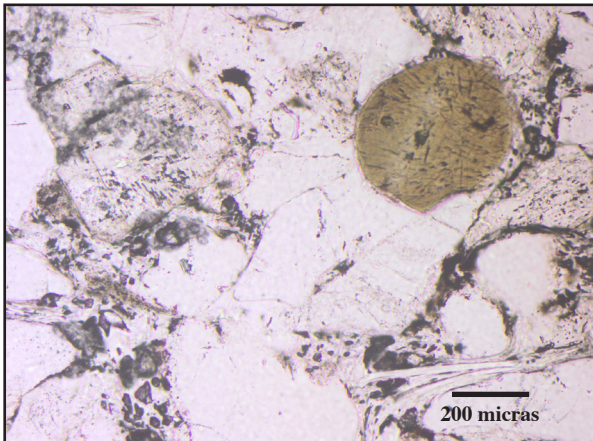


Fig. 7.15 Turmalina vista con nícoles paralelos. Muestra Río Mayor 16.

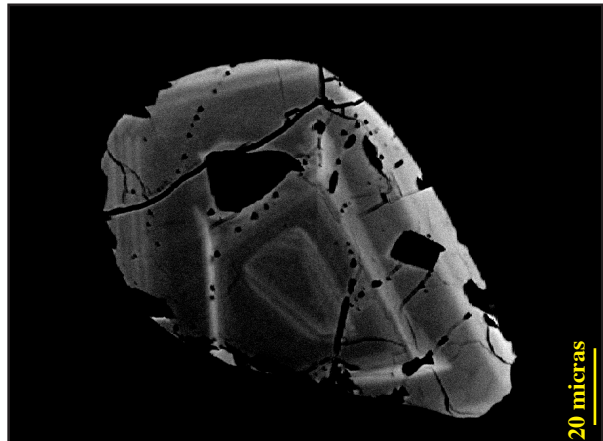


Fig. 16. Circón zonado. Muestra Tal 230b. Imagen BSEM

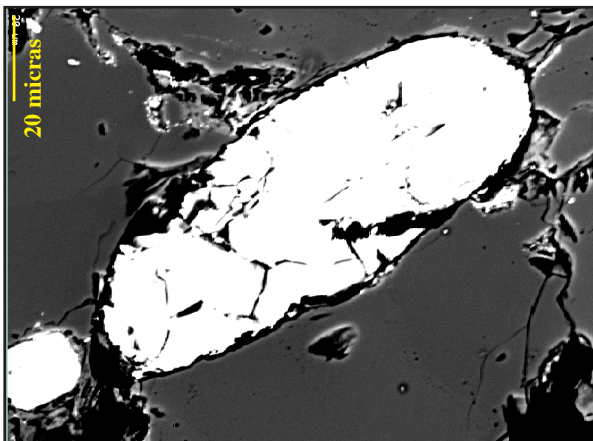


Fig. 7.17. Apatito (centro) junto con rutilo (abajo-izquierda). Muestra Gat 9. Imagen BSEM

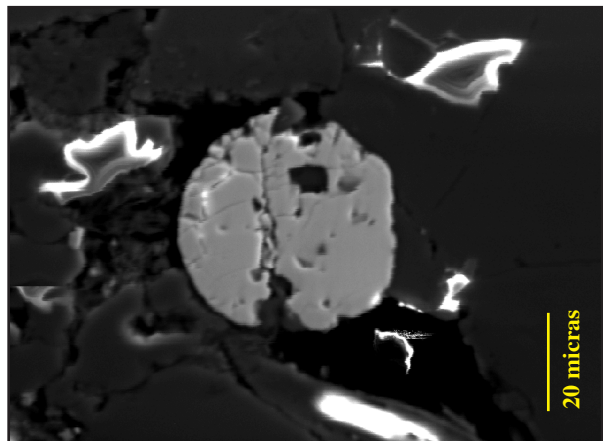


Fig. 7.18. Monacita corroída. Muestra Turo 8. Imagen obtenida con electrones secundarios en microsonda electrónica.

En cuanto a los APS precipitan como pequeños cristales aislados de 2-5  $\mu\text{m}$  de tamaño y morfología pseudocúbica (Fig. 7.21) en la porosidad primaria o como agregados policristalinos de 100-200  $\mu\text{m}$ . Estos agregados también presentan morfologías pseudocúbicas en los bordes del agregado (Fig. 7.20) y suelen encontrarse reemplazando fragmentos líticos de composición pelítica y pequeño tamaño de grano (Fig. 7.22) o junto con óxidos de hierro. Estos minerales, debido a que son muy poco frecuentes en rocas sedimentarias y a sus particulares características físico-químicas, serán descritos en detalle más adelante.

Los granos que componen el esqueleto, están englobados por diferentes cementos (pelicular de hierro, de feldespato y de cuarzo) illita y caolinita (Fig. 7.23). La proporción de estos cementos es menor cuanto mayor es la cantidad de minerales arcillosos, sin embargo no se ha entrado a discriminar entre ortomatriz, epimatriz y pseudomatriz. En cuanto a la secuencia de precipitación de estos cementos, en primer lugar habría precipitado el cemento ferruginoso rodeando los granos detríticos, posteriormente y de forma puntual, se formaría el cemento de feldespato y finalmente, también como cemento syntaxial y rellenando la porosidad primaria precipitaría el cemento de cuarzo, que engloba y se adapta a la morfología de los anteriores como podemos observar en las figuras 7.24 a y b.

A diferencia de las secciones estudiadas en otras zonas de la Cordillera Ibérica (Arribas, 1987; Morad et al., 1990) no se ha encontrado cemento carbonático en la Formación Cañizar en ninguna de las secciones estudiadas de la Cordillera Ibérica, mientras que sí aparece en niveles muy puntuales en la Formación Eslida y en las unidades de Cataluña (Eramprunyà y El Figarò) (Fig. 7.25). Estos cementos son de dos tipos. Por una parte se encuentran asociados a niveles de incipientes perfiles edáficos, y por otra al relleno de porosidad secundaria durante procesos diagenéticos tardíos (Fig. 7.26) (principalmente en la Cordillera Costero Catalana).

En cuanto a las muestras de areniscas de grano muy fino, limolitas y lutitas, los datos obtenidos mediante difracción de rayos X indican una composición en general muy homogénea, sin grandes variaciones tanto en la vertical, como entre una zona y otra. Mediante el método del polvo policristalino desorientado, podemos ver que están constituidas por cuarzo, feldespato, hematites, y filosilicatos principalmente, y ocasionalmente por proporciones variables de calcita y dolomita. Los resultados de los difractogramas realizados y una selección de ellos se encuentran en el anexo II.

Los filosilicatos identificados a partir de los difractogramas de agregados orientados de la fracción inferior a 2  $\mu\text{m}$  son: illita y proporciones variables de caolinita (anexo II). En las muestras de las columnas de Río Mayor y Benicassim, situadas al NW y SE respectivamente de la Cordillera Ibérica, se han realizado además, agregados orientados de la fracción menor a 20  $\mu\text{m}$  con el objetivo de detectar posibles diferencias mineralógicas en función del tamaño de partícula (anexo II). El resultado es que sólo hay una pequeña variación en las proporciones entre illita y caolinita, siendo esta última ligeramente más abundante en la fracción inferior a 20  $\mu\text{m}$ .

Las observaciones texturales realizadas a partir del estudio mediante microscopía óptica y completados con SEM y EMPA indican que illita y caolinita presentan morfologías laminares de pequeño tamaño y se encuentran rellenando porosidad primaria, sin mostrar ninguna orientación en el caso de la illita, y con morfología en librillos o acordeón en el caso de la caolinita (Fig. 7.27). Como se ha mencionado anteriormente, la caolinita frecuentemente se encuentra reemplazando total o parcialmente grandes cristales de mica detríticos, especialmente en la columna



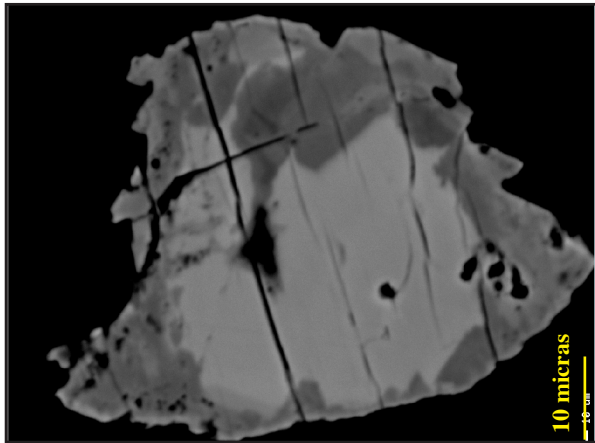


Fig. 7.19: Xenotima corroída y zonada. Muestra Beni 207. Imagen BSEM.

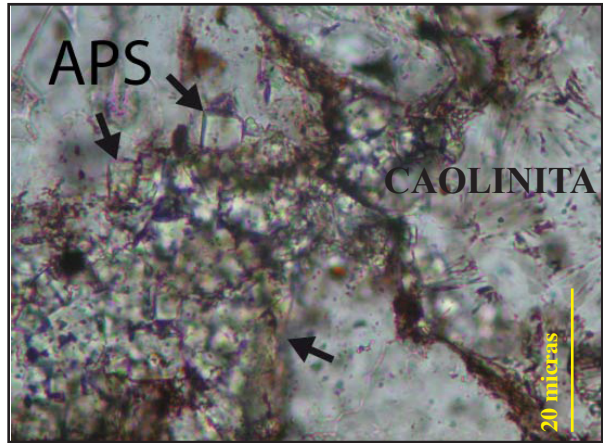


Fig. 7.20: Agregado de minerales del grupo de los APS. Imagen con nícoles paralelos. Muestra Beni 216

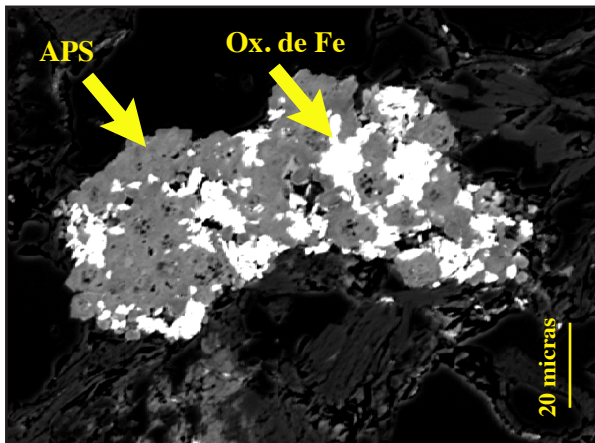


Fig. 7.20: Agregado de minerales del grupo de los APS junto con óxidos de hierro. Muestra Gat 7.

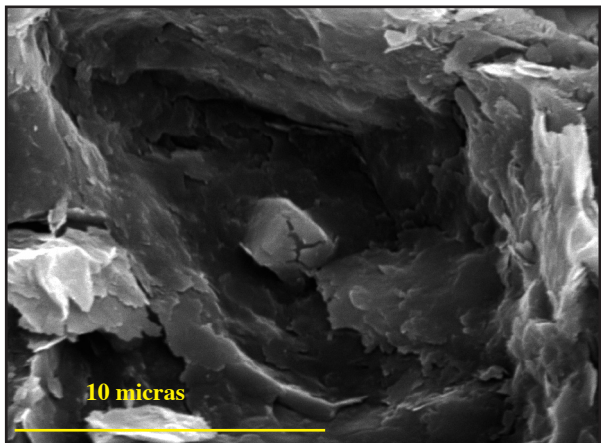


Fig. 7.21: Cristal de APS rodeado por cemento de cuarzo. Imagen SEM. Muestra Tal 204.

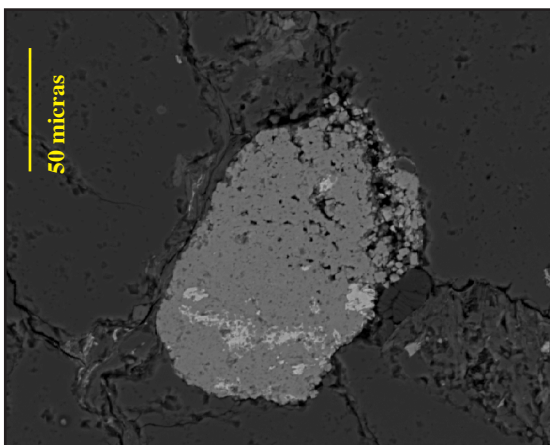


Fig. 7.22: Grano del esqueleto reemplazado por minerales del grupo de los APS. Imagen de electrones secundarios en microsonda electrónica. Muestra Figa 5.

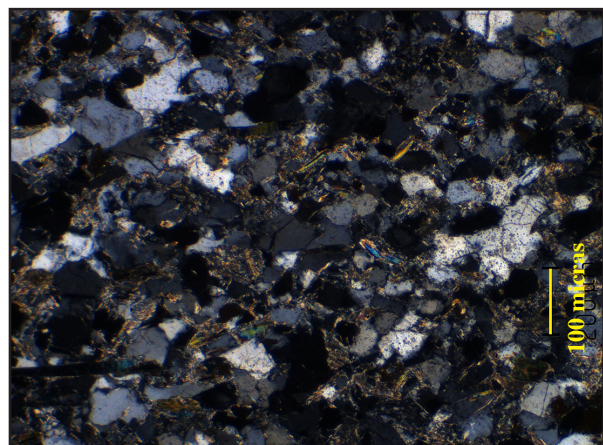


Fig. 7.23: Cemento de illita e illita reemplazando granos del esqueleto.



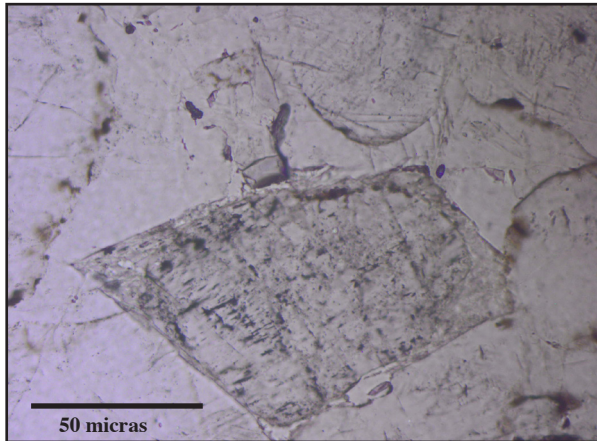


Fig. 7.24a: Cemento pelicular de óxidos de hierro cemento de feldespato y cemento de cuarzo, tomada con nícoles paralelos. Muestra Río Mayor 5.

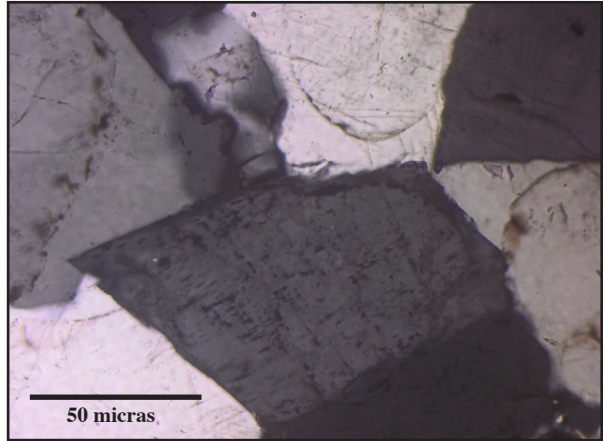


Fig. 7.24b: Cemento pelicular de óxidos de hierro cemento de feldespato y cemento de cuarzo, tomada con nícoles cruzados. Muestra Río Mayor 5.

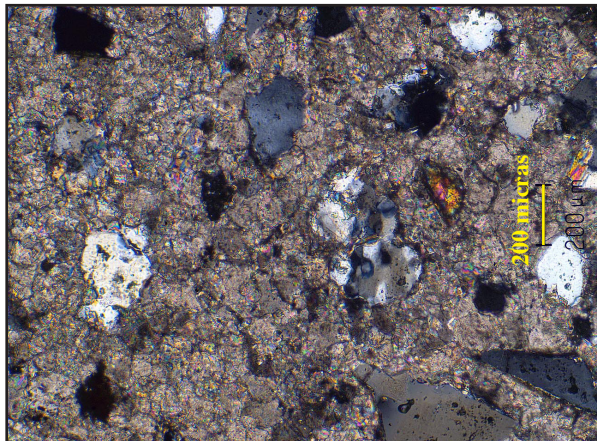


Fig. 7.25: Cemento carbonático relleno de porosidad secundaria. Muestra Gat 19. Imagen tomada con nícoles cruzados.

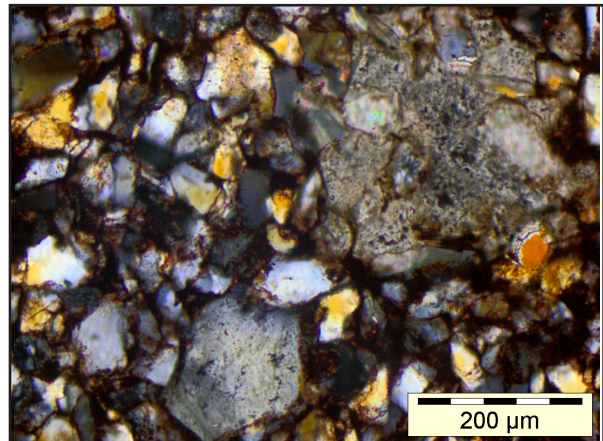


Fig. 7.26: Nódulo de carbonato. Muestra Turo 9.

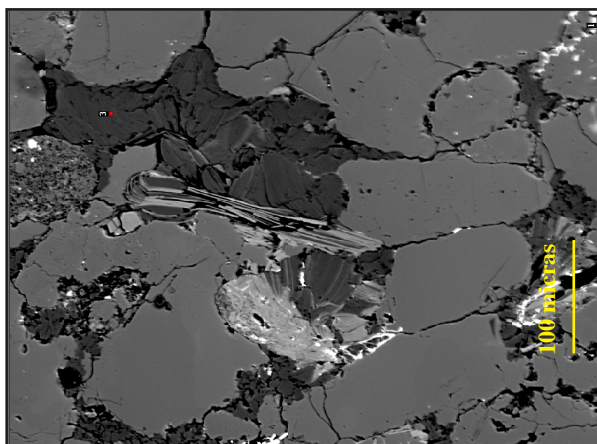


Fig. 7.27: Caolinita relleno de porosidad. Imagen BSEM. Muestra Beni 216.

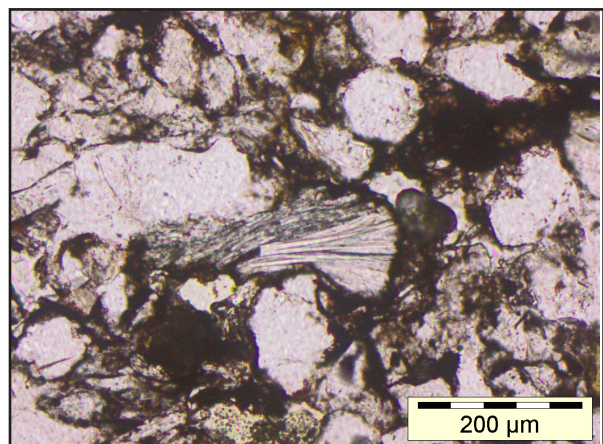


Fig. 7.28: Caolinita reemplazando a un cristal de mica detrítico. Muestra Beni 102.

## 7. Petrografía y Mineralogía

de Benicassim. Los cristales de mica parcialmente reemplazados, presentan a menudo terminaciones en abanico (Fig. 7.28), lo que apunta a un carácter temprano de esta transformación, que debió tener lugar cuando aún había porosidad en la roca para poder desarrollarse, antes de la compactación mecánica. Estas caolinitas han podido sufrir posteriormente la transformación a dickita durante la diagénesis avanzada como se ha descrito en otros trabajos realizados en la zona de Benicassim (Martín Martín et al., 2007).

Los datos de cristalinidad de la ilita medidos en las columnas quedan representados en las figuras 7.29 (a-j). Todas las muestras presentan unos valores de cristalinidad dentro del campo de la diagénesis (anexo III).

### VALORES DE CRISTALINIDAD SECTOR A (CORDILLERA IBÉRICA)

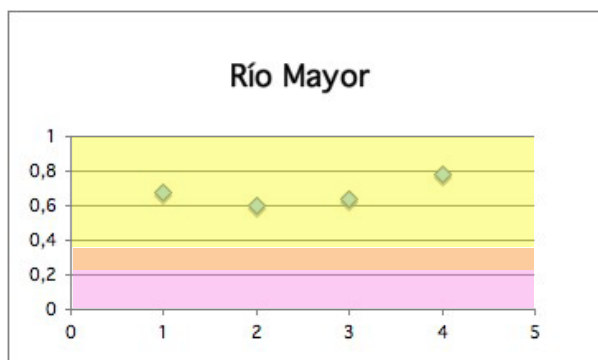


Fig. 7.29a: Valores de cristalinidad de la ilita medidos en Fm. Cañizar de la columna de Río Mayor.

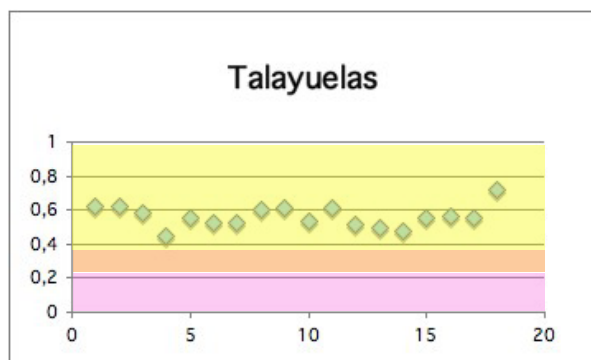


Fig. 7.29b: Valores de cristalinidad de la ilita medidos en Fm. Cañizar de la columna de Talayuelas.

### VALORES DE CRISTALINIDAD SECTOR B1 (CORDILLERA IBÉRICA)

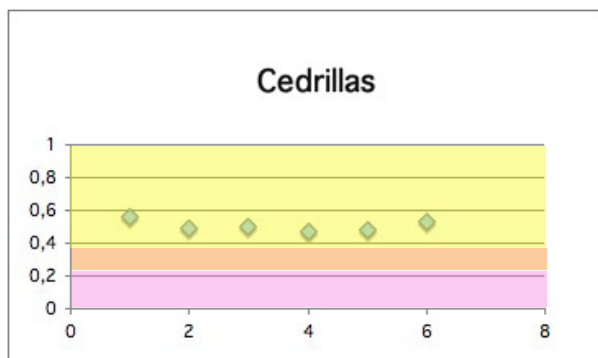


Fig. 7.29c: Valores de cristalinidad de la ilita medidos en Fm. Eslida de la columna de Cedrillas.

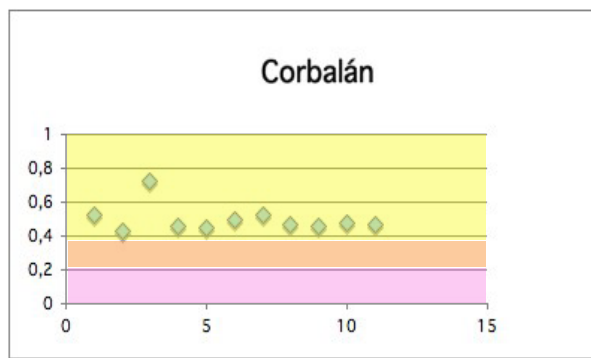


Fig. 7.29d: Valores de cristalinidad de la ilita medidos en Fm. Eslida de la columna de Corbalán.



**VALORES DE CRISTALINIDAD  
SECTOR B2  
(CORDILLERA IBÉRICA)**

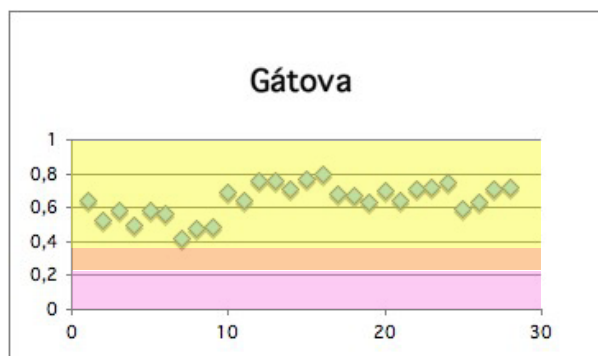


Fig. 7.29e: Valores de cristalinidad de la ilita medidos en Fms. Cañizar y Eslida de la columna de Gátova.

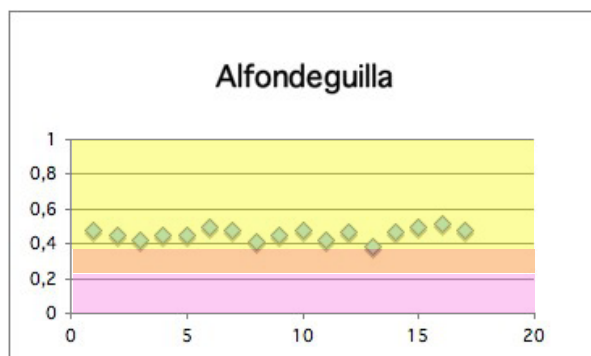


Fig. 7.29f: Valores de cristalinidad de la ilita medidos en Fms. Cañizar y Eslida de la columna de Alfondeguilla.

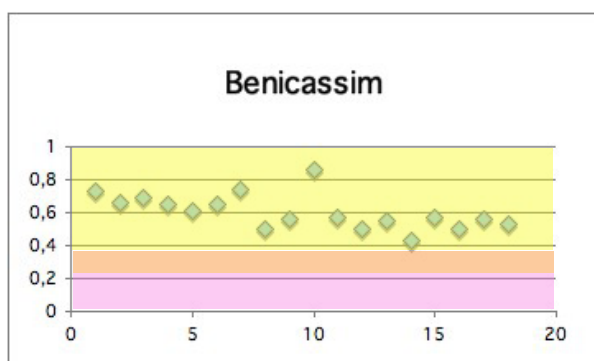
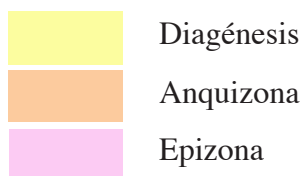


Fig. 7.29g: Valores de cristalinidad de la ilita medidos en Fms. Cañizar y Eslida de la columna de Benicassim.

**LEYENDA**



## VALORES DE CRISTALINIDAD CORDILLERA IBÉRICA

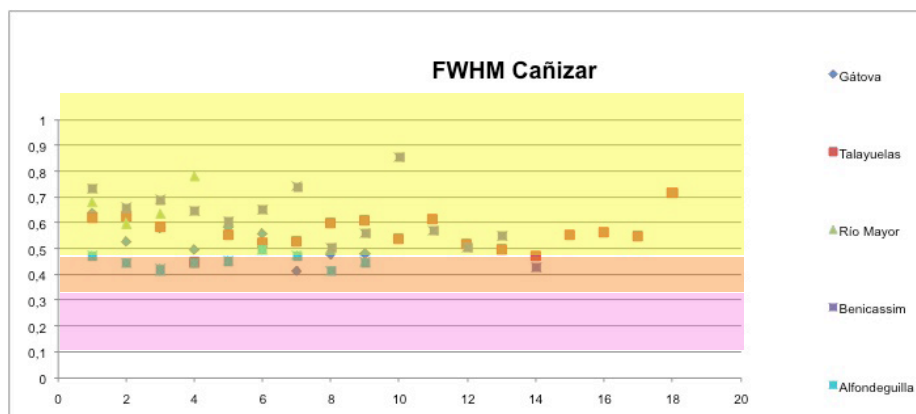


Fig 7.29h: Valores de cristalinidad de la ilita medidos en Fm. Cañizar (Cordillera Ibérica).

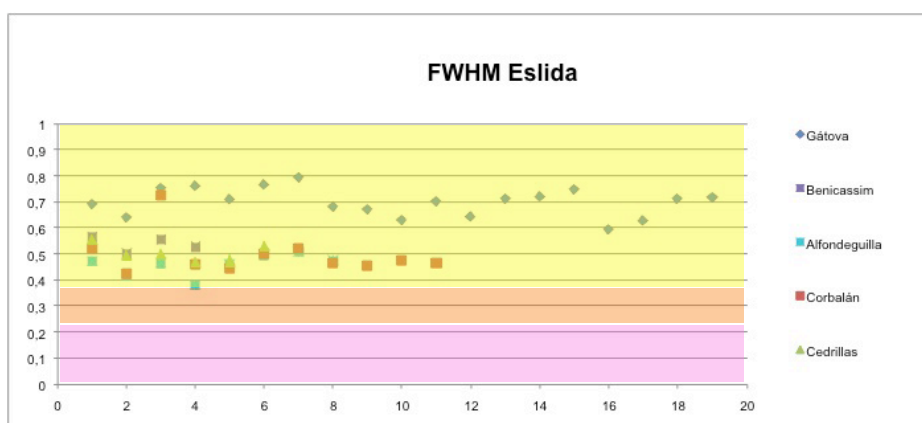


Fig 7.29i: Valores de cristalinidad de la ilita medidos en Fm. Eslida (Cordillera Ibérica).

## VALORES DE CRISTALINIDAD SECTOR C (CORDILLERA COSTERO CATALANA)

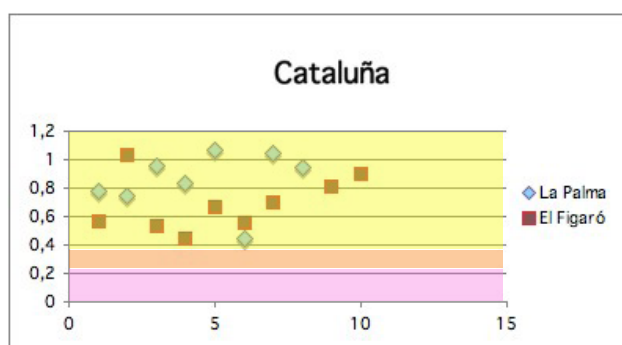


Fig. 7.29j: Valores de cristalinidad de la ilita medidos en Uds. Eramprunyá y El Figaró en las columnas de La Palma y El Figaró.

### 7.3.2 FOSFATOS-SULFATOS ALUMÍNICOS (MINERALES APS)

Pertenecen al supergrupo de la alunita, cuya fórmula estructural general es  $AB_3(XO_4)_2(OH)_6H_{0-1}$ , en la que A está ocupado por cationes monovalentes, divalentes o trivalentes (incluso tetravalentes, en raras ocasiones) en coordinación 12. Dentro de los más frecuentes están:  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Sr^{2+}$ ,  $Ba^{2+}$ ,  $Pb^{2+}$ , REE. La posición B suele estar ocupada por cationes trivalentes en coordinación octaédrica como  $Al^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Cu^{2+}$ ,  $Zn^{2+}$  y la posición X está ocupada por cationes como  $S^{6+}$ ,  $P^{5+}$ ,  $As^{5+}$ , en coordinación tetraédrica (Botinelly, 1976; Scott, 1987; Hawthorne et al, 2000; Jambor, 1999) (Fig 7.30). Forman láminas tetraédricas y octaédricas unidas por cationes intersticiales y cadenas de hidrógeno (Hawthorne et al, 2000), cristalizando en el sistema trigonal.

Este tipo de minerales suelen estar asociados a rocas metamórficas de bajo grado, pegmatitas o alteraciones hidrotermales de rocas volcánicas, siendo muy poco frecuentes en rocas sedimentarias. En este tipo de ambientes, suelen asociarse con depósitos de fosforitas, zonas con drenajes ácidos o alteración de perfiles edáficos en ambientes tropicales (Dill, 2001). Generalmente forman soluciones sólidas controladas por el ambiente de formación (Eh, pH, actividades de los elementos, presión de fluidos) (Dill, 2001), aunque su composición suele ser o bien de términos sólo con grupo sulfato como la crandallita o goyacita (Tripplehorn et al., 1991; Rasmussen, 1996) o bien sólo con grupo fosfato como la alunita o la natroalunita (Khalaf, 1990; Polyaky y Güven, 1996).

Los términos intermedios (sulfato-fosfato), sólo han sido descritos como fases de baja temperatura en bauxitas y depósitos de fosfatos (Stoffregen y Alpers, 1987), y en raras ocasiones asociados a rocas sedimentarias (Spötl, 1990; Pe-Pipper y Dolansky, 2005; Benito et al., 2005; Gaboreau et al., 2005; Galán-Abellán et al., 2008 y 2010). En estos casos la sustitución de  $PO_4$  por  $SO_4$  da lugar a un exceso de carga negativa que es compensada con la incorporación de cationes divalentes (como el  $Ca^{2+}$  o el  $Sr^{2+}$ ) en los huecos de coordinación 12.

Estos minerales fueron descritos por primera vez en areniscas triásicas de la Cordillera Ibérica por Benito et al. (2005). Durante la realización de este trabajo, han sido encontrados a lo largo de toda la zona de estudio, tanto en la Formación Cañizar, como en la Formación Eslida, en la Cordillera Ibérica, así como por primera vez en la Cordillera Costero Catalana.

Como ya se ha indicado en el apartado anterior, estos minerales precipitan como: a)

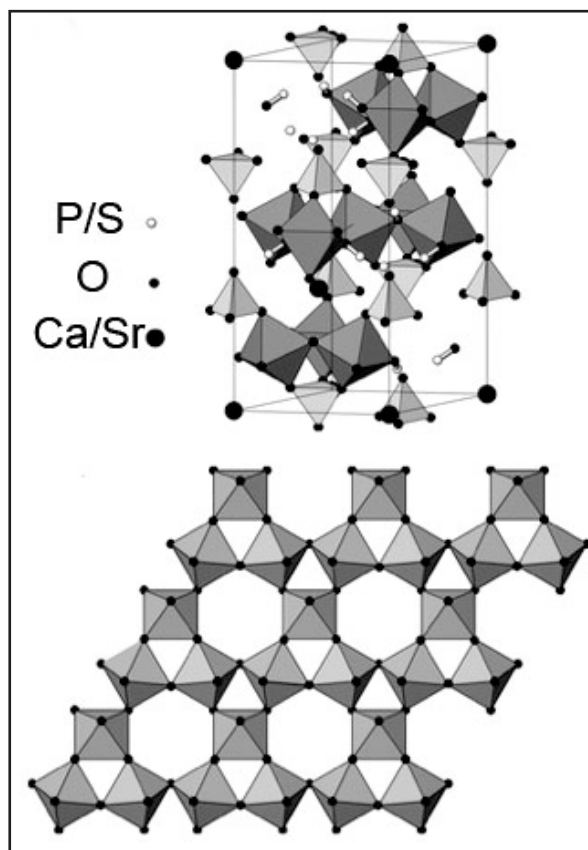


Fig 7.30: Esquema de la estructura de los minerales del grupo de los APS con los principales cationes que ocupan las posiciones A y X.

cristales idiomorfos diseminados de 0,5-6  $\mu\text{m}$  con morfología pseudocúbica, que puntualmente se encuentran formando agregados policristalinos de mayor tamaño, entre 100 y 200  $\mu\text{m}$  a veces asociados a óxidos de hierro o b) reemplazando fragmentos de roca de tipo pelítico, con pequeño tamaño de grano.

a) Los cristales idiomorfos diseminados no han podido ser reconocidos durante el estudio petrográfico debido a su tamaño extremadamente pequeño (2-5  $\mu\text{m}$ ). Su localización y análisis ha sido posible mediante la realización de mapas de distribución de elementos en la microsonda electrónica que, además, junto con las imágenes obtenidas a partir de microscopía electrónica de barrido sobre fragmentos de rocas o sobre láminas delgadas pulidas, nos han permitido establecer las relaciones texturales con el resto de fases.

En este caso, los minerales APS se presentan como cristales idiomorfos pseudocúbicos aislados (Fig. 7.31), frecuentemente con caras escalonadas. Tienen composiciones bastante homogéneas, aunque generalmente presentan un zonado concéntrico alrededor de un núcleo cuya morfología no es pseudocúbica (Fig. 7.32 y 7.33), en contraste con la forma externa de los APS, y que parece estar enriquecido en La y Ce (Fig. 7.34 a y b). Esta morfología de pequeños cristales idiomorfos con composiciones relativamente homogéneas indicaría una nucleación y crecimiento rápidos.

Generalmente se encuentran precipitando en la porosidad primaria, asociados junto con micas y feldespatos parcialmente alterados a ilita y caolinita (Figs. 7.35, 7.36, 7.37 y 7.38), creciendo íntimamente relacionados con estos minerales de la arcilla. La caolinita en ocasiones crece sobre cristales de minerales APS, y en otras son los APS los que nuclean sobre caolinitas (Fig. 7.39), lo que sugiere que ambas fases se formaron simultáneamente. También se encuentran rodeados por cemento de cuarzo que rellena y cierra la porosidad, adaptándose a su morfología (Fig. 7.33, 7.40 y 7.41), lo cual indica que la formación de los APS es anterior a la precipitación de éste cemento. Es frecuente encontrar estos cristales en zonas donde se concentran dando lugar a agregados policristalinos de hasta 100-200  $\mu\text{m}$  (Fig. 7.42).

b) Los minerales APS también se presentan como agregados que reemplazan fragmentos pelíticos (Fig. 7.43). En ocasiones estos agregados policristalinos están intercrecidos con parches de óxidos de hierro (Fig. 7.44). Debido a su tamaño entre 20 y 300  $\mu\text{m}$  se han podido observar sus características ópticas: incoloros con luz transmitida y nícoles paralelos (Fig. 45 y Fig 7.46a), y bajos colores de interferencia con nícoles cruzados (Fig. 7.46b).

Los fragmentos de roca metamórfica reemplazados son alargados, con bordes irregulares, presentando una textura interna masiva, en la que resulta difícil reconocer formas cristalinarias, aunque hacia los bordes sí encontramos caras bien definidas (Fig. 7.47). Están rodeados por micas detríticas, que normalmente están deformadas adaptándose a la forma del fragmento reemplazado (Fig. 7.48), por lo que el reemplazamiento de los fragmentos por los minerales APS debió tener lugar en etapas tempranas, previas a la compactación total del sedimento.

En nuestro caso, los minerales analizados mediante microsonda electrónica tienen una composición química bastante homogénea en todas las unidades estudiadas (Fig. 7.49a, b y c) (anexo I, tabla 8), la cual se encuentra entre los términos *svanbergita-woodhouseita*, *goyacita-crandallita* con una fórmula estructural media ((REEs)<sub>0,09</sub> K<sub>0,01</sub> Ba<sub>0,01</sub> Ca<sub>0,27</sub> Sr<sub>0,51</sub>) Al<sub>3,09</sub> (P<sub>1,53</sub> S<sub>0,43</sub> As<sub>0,01</sub>)<sub>2</sub> (OH)<sub>6</sub>.

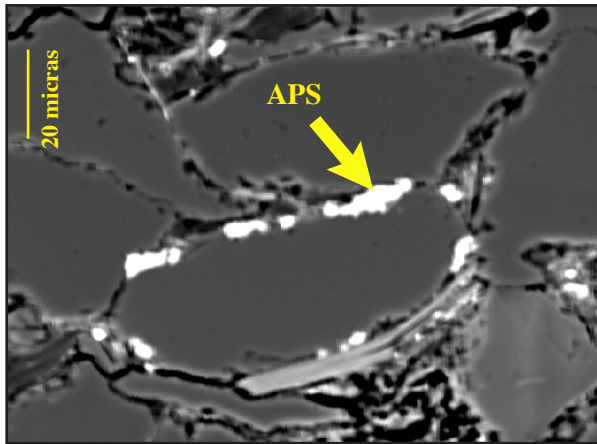


Fig. 7.31: Cristales de minerales APS entre los granos del esqueleto. Imagen BSEM. Muestra Turo 9.

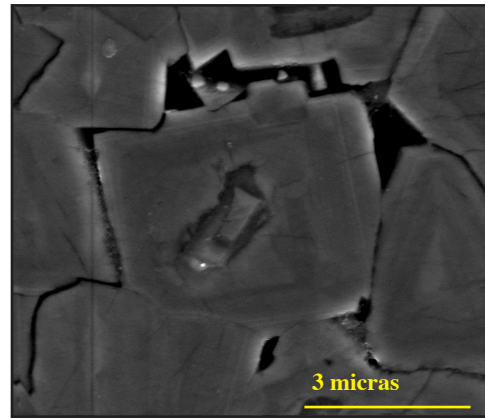


Fig. 3.32: Cristales de minerales del grupo de los APS zonados. Imagen SEM. Muestra Beni 216.

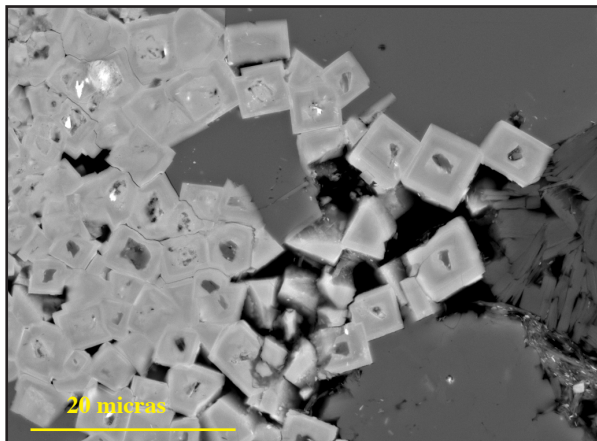


Fig. 7.33. Cristales de minerales del grupo de los APS zonados y rodeados por cemento de cuarzo. Imagen SEM. Muestra Beni 216.

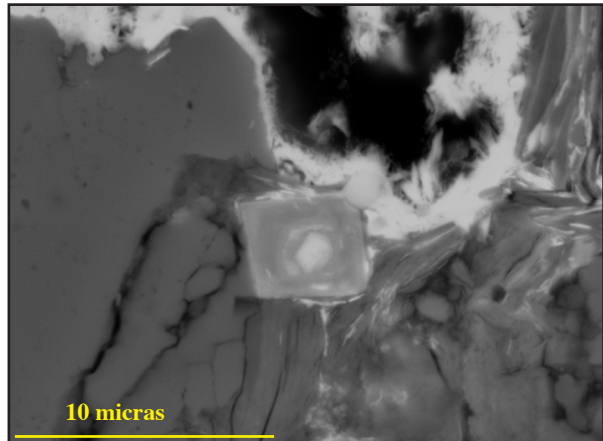


Fig. 7.34a: Cristal de APS zonado. Muestra Beni 102. Imagen SEM.

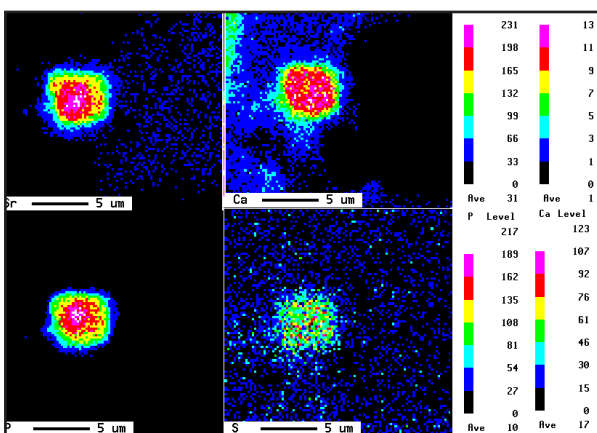


Fig. 7.34b: Mapa de elementos realizado en la microsonda electrónica a un cristal de APS. Muestra Beni 102.

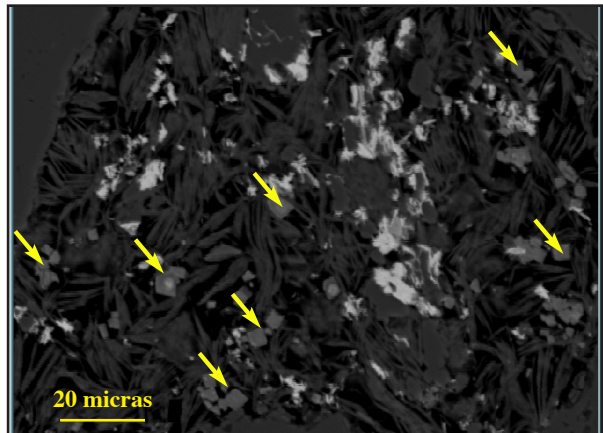


Fig. 7.35: Cristales de minerales APS diseminados entre cristales de ilita. Muestra Río Mayor 1. Imagen BSEM.



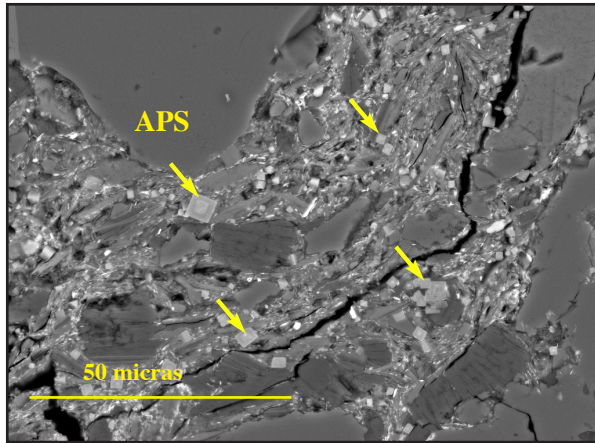


Fig. 7.36: Cristales de minerales APS diseminados entre caolinita, illita y cuarzo. Imagen tomada con microsonda electrónica. Muestra Beni 102.

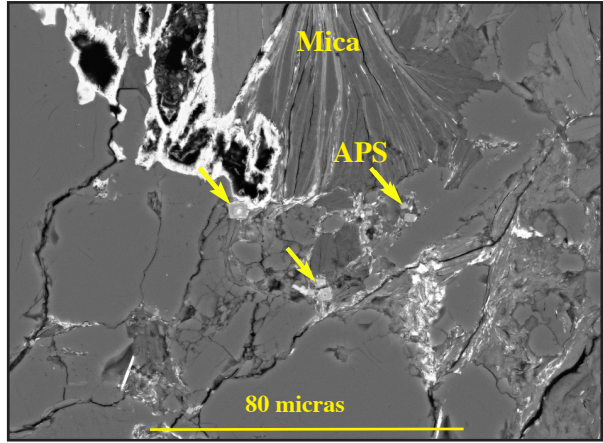


Fig. 7.37: Cristales de minerales APS diseminados entre cristales de illita y caolinita. Muestra Beni 102.

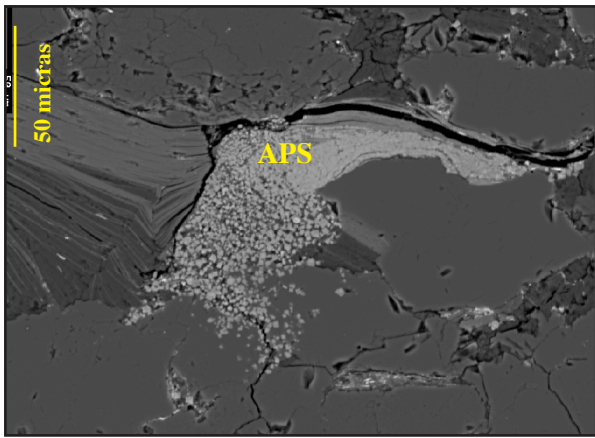


Fig. 7.38: Cristales de minerales del grupo de los APS, junto con un cristal de mica reemplazada parcialmente por caolinita y cuarzo. Muestra Beni 102.

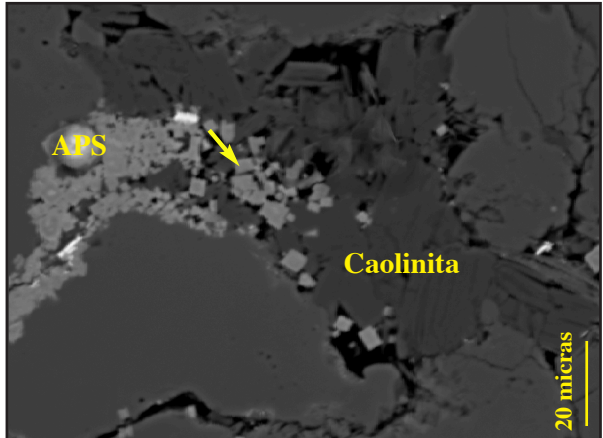


Fig. 7.39: Cristales de minerales APS entre caolinita y cuarzo. Imagen tomada con microsonda electrónica. Muestra Beni 216.

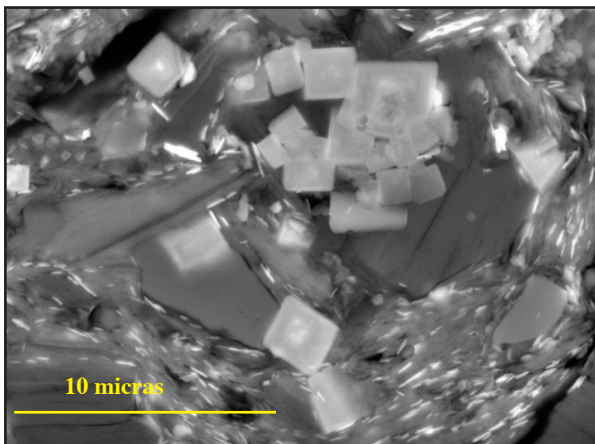


Fig. 7.40: Cristales de minerales APS entre caolinita y cuarzo. Imagen tomada con microsonda electrónica. Muestra Beni 102.

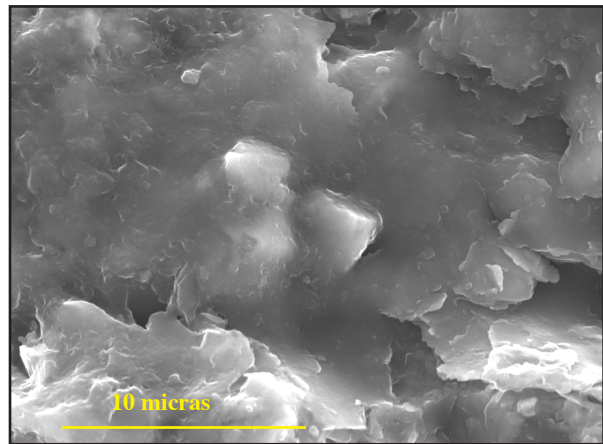


Fig. 7.41: Cristales de minerales APS rodeados por cemento de cuarzo en los poros de la roca. Imagen SEM. Muestra Gat 1

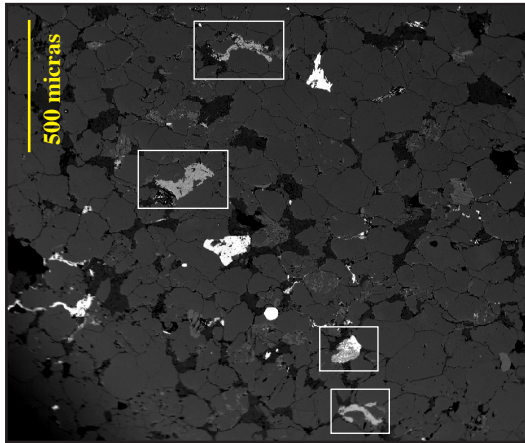


Fig. 7.42: Agregados de minerales del grupo de los APS. Imagen BSEM. Muestra Beni 216.

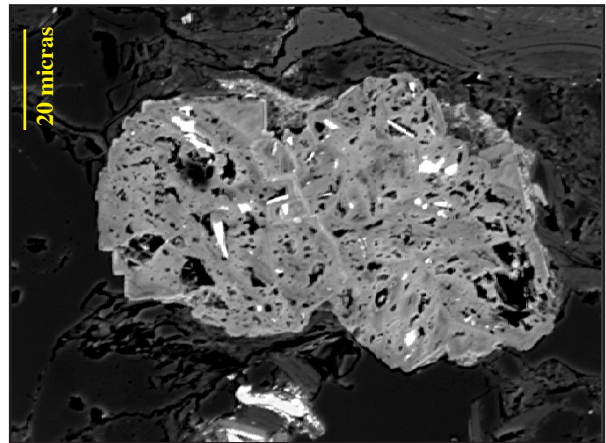


Fig. 7.43: Agregado policristalino de APS reemplazando un fragmento lítico. Muestra Gat 7. Imagen BSEM.

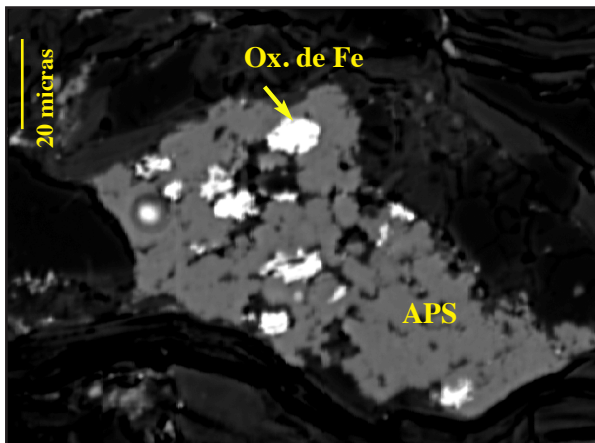


Fig. 7.44: Agregados de minerales del grupo de los APS con óxidos de hierro. Imagen BSEM. Muestra Gat 7.

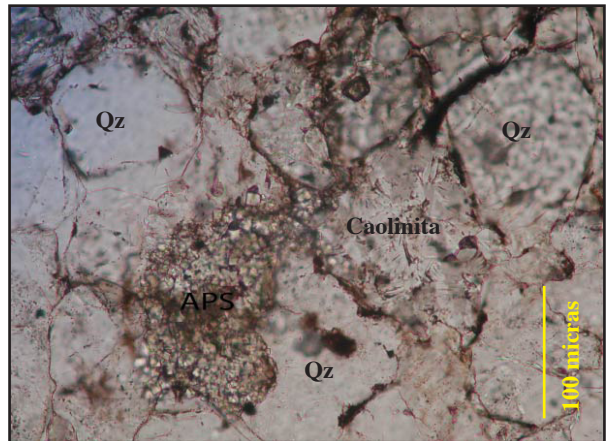


Fig. 7.45: Agregado de minerales del grupo de los APS junto con caolinita y cuarzo. Imagen tomada con nícoles paralelos. Muestra Beni 216.

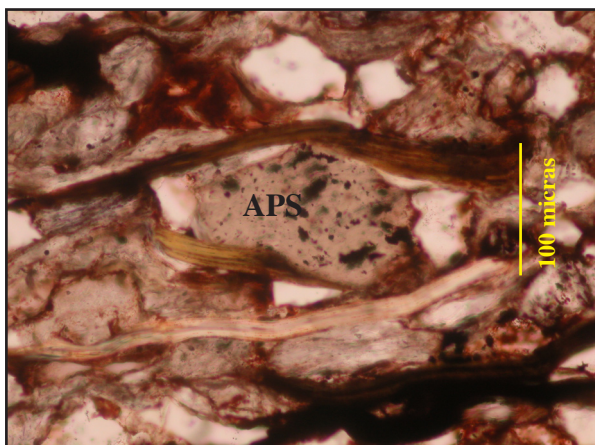


Fig. 7.46a: Agregado de minerales del grupo de los APS reemplazando un fragmento lítico. Imagen con nícoles paralelos. Muestra Gat 1.

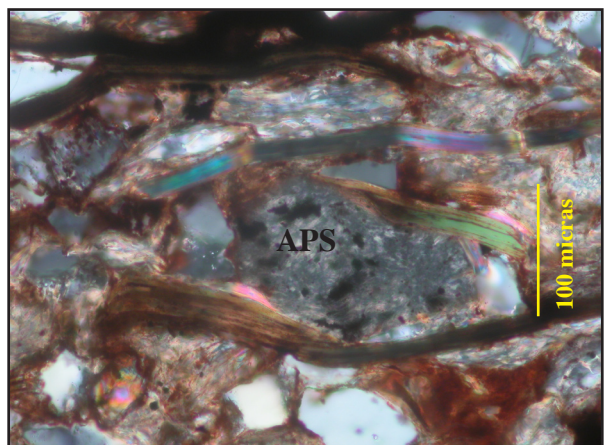


Fig. 7.46b: Agregado de minerales del grupo de los APS, rodeado por moscovitas y óxidos de Fe. Imagen tomada con nícoles cruzados. Muestra Gat 1.



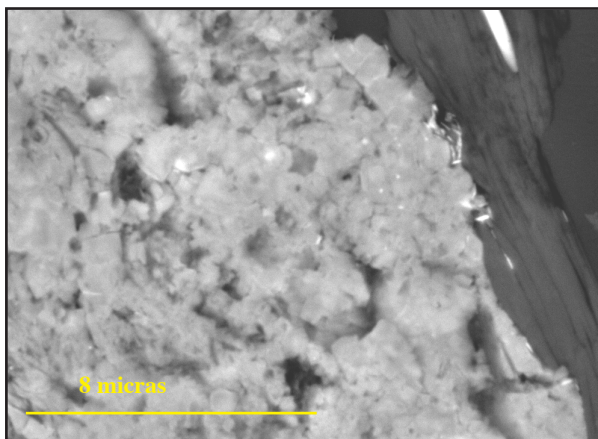


Fig. 7.47: Detalle de la estructura de un agregado de minerales del grupo de los APS. Imagen BSEM. Muestra Gat 1.

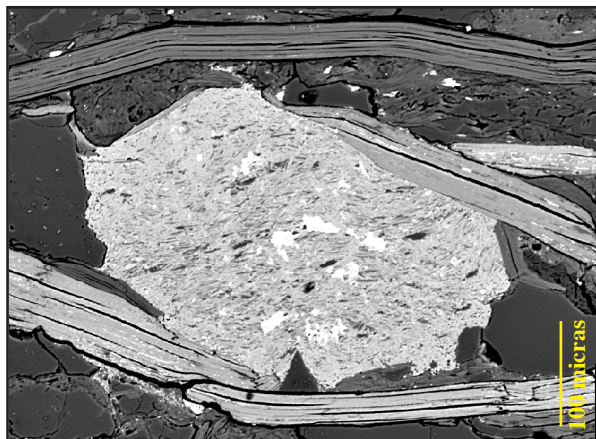


Fig. 7.48: Agregado de minerales del grupo de los APS rodeado por micas detríticas. Imagen BSEM. Muestra Gat1.

Los cationes principales en coordinación 12 son  $\text{Sr}^{2+}$  y  $\text{Ca}^{2+}$  en una proporción aproximada de 3:1. La suma de estos cationes varía entre 0,82 y 0,91, estando las restantes posiciones ocupadas por elementos del grupo de las Tierras Raras, principalmente  $\text{Ce}^{3+}$ ,  $\text{La}^{3+}$  y  $\text{Nd}^{3+}$ . En las posiciones tetraédricas también hay una sustitución entre los grupos  $\text{PO}_4^{3-}$  por  $\text{SO}_4^{2-}$ , con cantidades casi inapreciables de  $\text{AsO}_4^{3-}$ . La relación P:S no es exactamente 1:1, sino que suele ser 4:1 con predominio del grupo fosfato.

Mediante difracción de rayos X, no se ha podido identificar con claridad estas fases, ya que su concentración en la roca es muy baja. Aunque no se ha podido cuantificar, estimamos que está por debajo del 5% (aunque este porcentaje también depende de su poder reflectante), ya que este es el límite de detección de esta técnica. En algunas muestras, aparecen algunas reflexiones que coinciden con las de minerales de este grupo, indicando su presencia en la roca. Para reforzar estas reflexiones hemos seleccionado las columnas de Río Mayor y Benicassim (en los dos extremos del área de estudio de la Cordillera Ibérica), concentrando las fracciones menores de 2 y de 20  $\mu\text{m}$ , para volverlas a analizar mediante el método del polvo total (Fig 7.50). En estos casos se observa la aparición de reflexiones de muy baja intensidad cuyos espaciados se corresponden aproximadamente con la svanbergita (2,9Å, 2,2Å, 5,67Å), aunque no en todos los casos se pueden distinguir las principales reflexiones, debido a que no son fases puras como queda reflejado también en los análisis químicos.

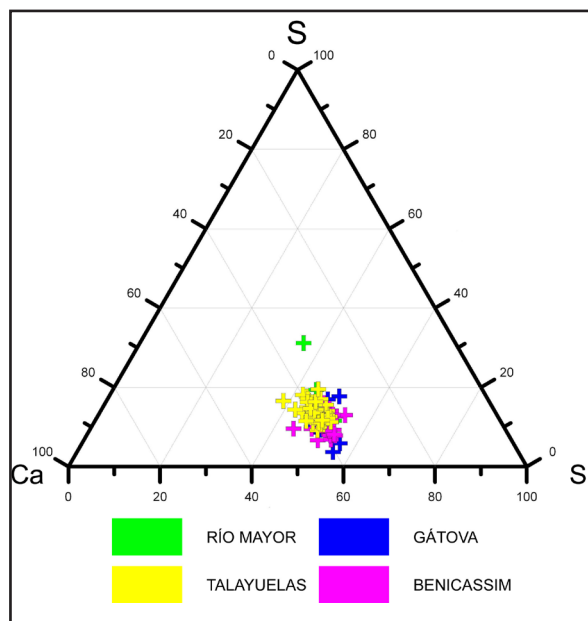


Fig 7.49a: Diagrama triangular en el que se representan las composiciones de los minerales APS analizados en la Fm. Cañizar (C. Ibérica) mediante microsonda electrónica.

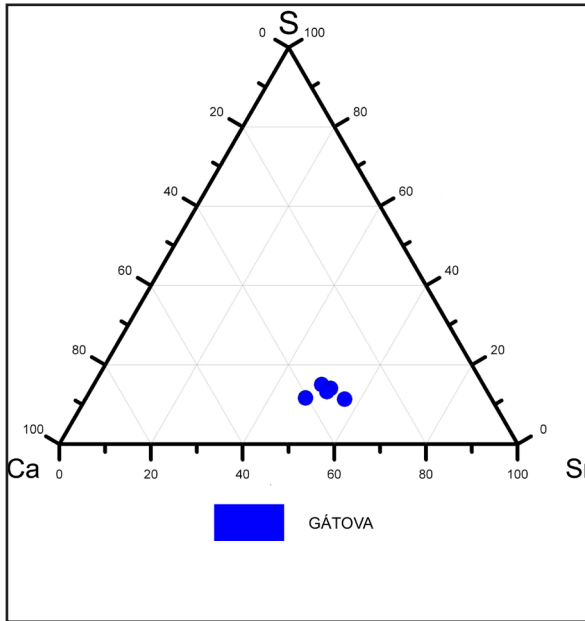


Fig 7.49b: Diagrama triangular en el que se representan las composiciones de los minerales APS analizados en la Fm. Esclida (C. Ibérica) mediante microsonda electrónica.

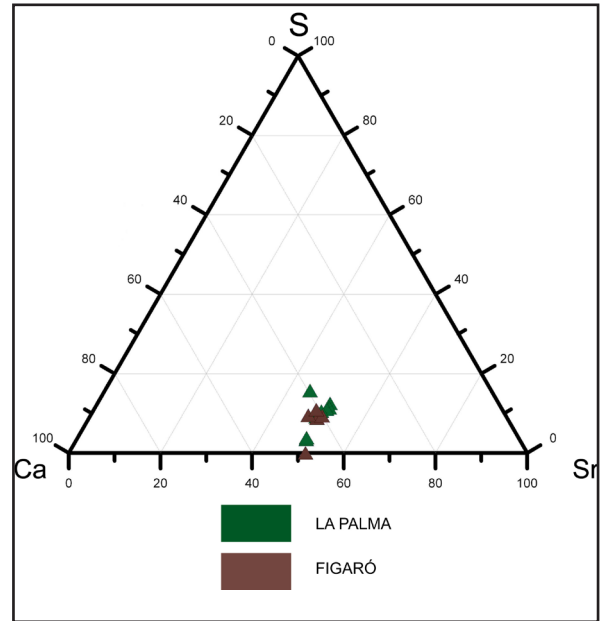


Fig 7.49c: Diagrama triangular en el que se representan las composiciones de los minerales APS analizados en las Fms. Eramprunyá y El Figaró (C. Costero Catalana) mediante microsonda electrónica.

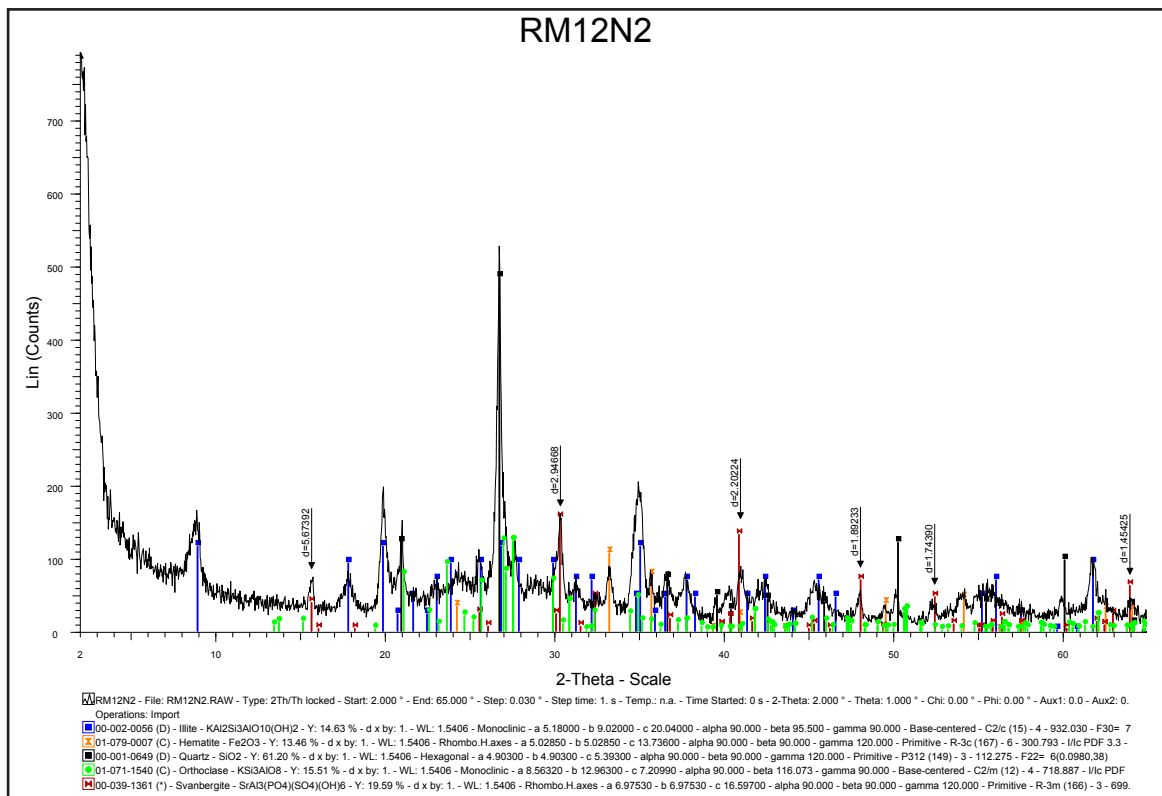


Fig 7.50: Difractograma obtenido mediante el método del polvo policristalino de la fracción <2 micras. Muestra Río Mayor 12. Las reflexiones marcadas se corresponden con los de la svanbergita.

## 7.4 INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS

### 7.4.1. COMPARACIÓN ENTRE LAS DISTINTAS ZONAS ESTUDIADAS

A la vista de los resultados obtenidos, se puede comprobar que la mineralogía de las areniscas de las unidades estudiadas es muy similar en toda la zona de trabajo. Sin embargo, podemos encontrar ciertas variaciones petrográficas entre unas zonas y otras.

De base a techo hay tres claras diferencias entre las unidades inferiores (Fm. Cañizar y Ud. Eramprunyà en la Cordillera Ibérica y Cordillera Costero Catalana, respectivamente) y las unidades superiores (Fm. Eslida, en la Cordillera Ibérica y Ud. El Figarò en la Cordillera Costero Catalana) en los tres sectores (A, B, C). La primera es la mayor proporción de cuarzo en las unidades inferiores, mientras que en las unidades superiores aumenta el contenido en micas detríticas y minerales de la arcilla (ilita y caolinita). El contenido en feldespato también aumenta ligeramente hacia techo de las unidades inferiores y en las superiores, y por último hay una ausencia notable de niveles carbonáticos en las unidades inferiores, sobre todo en la Fm. Cañizar de la Cordillera Ibérica, respecto a las unidades superiores (Eslida y El Figarò), donde aumenta el contenido de calcita y dolomita, asociado al aumento de niveles de incipientes paleosuelos y a etapas tardías de la diagénesis.

Aunque la procedencia se tratará con más detalle capítulo 8. Sin embargo, podemos indicar que tanto los fragmentos de roca, como la representación de las composiciones de las turmalinas (analizadas mediante microsonda electrónica) en el diagrama propuesto por Henry y Guidotti (1985), indican unas áreas fuente de origen plutónico y metamórfico en la Cordillera como ya habían descrito previamente Arribas (1987), Arribas et al. (1985) y Gómez-Gras (1993a).

Entre los tres sectores A, B (Cordillera Ibérica) y C (Cordillera Costero Catalana), en los que hemos dividido el área de estudio, podemos establecer una serie de diferencias. La primera diferencia que encontramos es que en la Cordillera Costero Catalana las rocas estudiadas están mucho menos cementadas y se disgregan con facilidad. Esto puede estar influido por las diferencias en el grado de diagénesis sufrido entre una zona y otra, que podemos inferir gracias a los datos de la cristalinidad de la ilita (Fig. 7.29 a-j). En ellos vemos, que los valores de la Cordillera Costero Catalana son mucho más heterogéneos y a su vez más altos, es decir que se encuentran claramente en valores de diagénesis menos intensa que en el caso de la Cordillera Ibérica. Dentro de la Cordillera Ibérica, no hay grandes diferencias entre una zona y otra, ni entre las dos formaciones estudiadas. La zona con valores más altos de cristalinidad es la de Alfondeguilla, mientras que las menos afectadas son Benicassim y Gátova. En esta última también se aprecia un ligero aumento de la cristalinidad de la Fm. Eslida respecto a la cristalinidad de la Fm. Cañizar, lo cual parece lógico ya que esta formación ha sufrido un mayor enterramiento. Ni la Cordillera Ibérica, ni la Cordillera Costero Catalana parecen haber sido afectadas por ningún proceso de metamorfismo importante. Sin embargo, en el caso de la Cordillera Costero Catalana, los procesos de diagénesis tardía han dado lugar a porosidad secundaria rellena por carbonatos, destruyendo gran parte de la mineralogía original, por lo que no es posible, establecer una buena comparación con la Cordillera Ibérica.

Se reconoce un ligero aumento de la presencia de feldespato desde el este (zona B) al oeste (zona A) dentro de la zona de la Cordillera Ibérica, coincidiendo con una menor alteración



de éstos minerales, los cuales aparecen totalmente reemplazados a minerales de la arcilla en la zona de Benicassim (zona B2). Esto es coherente con una mayor proporción de micas detríticas y de la fracción arcillosa hacia el este de la Cordillera Ibérica y en la Cordillera Costero Catalana.

Dentro de la fracción arcillosa, el contenido en caolinita también aumenta hacia el este y ligeramente hacia el norte de la Cordillera Ibérica, encontrándose casi exclusivamente en la columna de Benicassim dentro de la zona B2 y algunos indicios en las columnas más al norte, las de la zona B1 (Cedrillas y Corbalán).

Aunque este trabajo no entra en el estudio de la diagénesis, ya que lo que nos interesa son los procesos relacionados con el ambiente de sedimentación, sí que es importante conocer, a grandes rasgos, la secuencia temporal de los principales procesos diagenéticos para poder establecer cuáles son las fases minerales tempranas, sus condiciones de formación y si han sufrido posteriores modificaciones.

En general podemos observar cómo los granos detríticos, están rodeados por un cemento pelicular de óxidos de hierro (Fig. 7.8) bastante temprano. Su formación parece estar relacionada por variaciones en el nivel freático en ambientes fluviales (Walker, 1967) o por mezcla de aguas con diferente pH (Runnels, 1969). Posteriormente se produce la alteración de parte de los feldespatos y micas detríticas, la cual es mucho más intensa cuanto más al este de la Cordillera Ibérica nos encontramos, dando lugar a la formación de caolinita que crece con morfologías típicas en abanico rellenando parte de la porosidad. Este proceso relacionado con la circulación de aguas ácidas (Björlykke, 1998) debió suceder cuando la roca aún no debía haber sido muy compactada, ya que en caso contrario no habrían tenido espacio para desarrollar este tipo de hábito. Durante el enterramiento, pero también antes de la compactación mecánica, se produce la precipitación de los minerales del grupo de los APS, cuyas características serán explicadas con más detalle en posteriores apartados. Se encuentran reemplazando fragmentos de roca (pelitas) impidiendo su compactación, y provocando la deformación de otros minerales a su alrededor, como las micas detríticas, y están rodeados por cementos más tardíos como el cemento de cuarzo. Más avanzado el enterramiento, parte de la caolinita es reemplazada a ilita y la precipitación de cemento de feldespato. Finalmente, la porosidad termina de cerrarse con cemento de cuarzo (Fig. 7.23b). De forma mucho más tardía, como ya se ha comentado anteriormente, en la zona de Cataluña, se produce la precipitación minerales carbonáticos, y de forma general la precipitación de óxidos de hierro rellenando porosidad secundaria (Fig. 7.26).

La secuencia diagenética de formación de los cementos, es muy similar a la descrita en las areniscas del Buntsandstein en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Arribas, 1987). Aunque en nuestro caso es significativa la ausencia de carbonatos, sí que coincide que los cementos eodiagenéticos de la Formación Tierga (equivalente a la Formación Cañizar), están relacionados con aguas meteóricas (oxidantes y ácidas).

#### **7.4.2. IMPLICACIONES DE LA PRESENCIA DE MINERALES APS**

Como ya se ha indicado en apartados anteriores, la presencia de minerales del grupo de los APS en rocas sedimentarias es muy poco frecuente, produciéndose además bajo unas condiciones de formación determinadas. Por ello, el hallazgo por primera vez de estos minerales en los sedimentos estudiados tiene una gran importancia ya que puede aportar información sobre las condiciones físico-químicas de formación de estas rocas (pH, Eh). Para ello, es preciso pre-

viamente establecer en qué momento se produjo la precipitación de estas fases para determinar su relación con fluidos superficiales o con fluidos diagenéticos o hidrotermales. Además, aparte de unas condiciones determinadas para su formación, es necesaria la disponibilidad en el medio de elementos como P, S y Sr, cuyas posibles fuentes pasaremos a discutir más adelante.

### 7.4.2.1. Condiciones y momento de formación de los minerales APS

Para poder relacionar las condiciones de formación de los APS con las condiciones del depósito es necesario establecer el momento en el que se produjo la precipitación de estos minerales.

En primer lugar hay que establecer si tienen un origen sedimentario o por el contrario que tengan un origen metamórfico o hidrotermal. Aunque en la zona de Alfondiguilla (Castellón) podemos encontrar pequeños filones que se corresponderían con circulación de fluidos posteriores a la sedimentación (ya que la cortan transversalmente), no se han descrito este tipo de estructuras en otras zonas. Además, estos minerales han sido encontrados en toda el área de estudio, tanto en la Cordillera Ibérica como en la Costero Catalana, en las unidades depositadas durante el Triásico Inferior-Medio, no habiéndose descrito, hasta el momento, en las unidades Pérmicas infrayacentes (Fm. Alcotas) (Benito et al., 2005). Este control estratigráfico, junto con la ausencia de otras estructuras o fases de origen metamórfico o hidrotermal y los resultados de cristalinidad de la ilita obtenidos, todos ellos con valores por encima del campo de la anquizona, descartan un evento hidrotermal regional que hubiese afectado a las dos cuencas y cuyos fluidos al ascender, además no hubiesen afectado a las unidades que se encuentran estratigráficamente por debajo.

Por otro lado podemos descartar un origen detrítico tanto por sus morfologías idiomorfas y la presencia de caras escalonadas, como por encontrarse reemplazando a fragmentos de roca.

Texturalmente observamos que hay evidencias de su relación con etapas diagenéticas tempranas. En primer lugar se encuentran asociados con caolinita, la cual, aunque en algunos casos se encuentra también en la fracción arcillosa mayor a 20  $\mu\text{m}$  (fracción considerada de origen detrítico), por su morfología y relaciones texturales con el resto de las fases, consideramos que es de origen autigénico. Como ya se ha descrito, la caolinita se encuentra con morfologías típicas en abanico rellenando la porosidad primaria, antes de que ésta se cerrara por completo. Su formación parece estar relacionada con la alteración de micas y feldespatos por aguas ácidas, un proceso que ya fue descrito por Martín Martín et al. (2007) en este tipo de sedimentos en el E de la Cordillera Ibérica.

Por otro lado los APS están rodeados tanto por ilita como por cemento de cuarzo, adaptándose a su morfología, por lo que precipitan antes de la formación de estos cementos, los cuales cierran totalmente la porosidad de la roca. Además, reemplazan granos pelíticos evitando su compactación, alrededor de los cuales podemos ver como se adaptan y deforman micas detríticas (Fig. 7.48).

Finalmente, la presencia de las caras escalonadas, junto con el pequeño tamaño de los cristales, y su composición relativamente homogénea entre el centro y los bordes de los agregados policristalinos, indican una tasa de nucleación y crecimiento rápidos.

Estas fases minerales suelen estar relacionadas con condiciones de formación ligadas a la acción de aguas ácidas, en medios generalmente oxidantes. Estas condiciones serían coherentes con las necesarias para alteración de micas y feldespato, y la precipitación de caolinita. Por otra parte, las relaciones texturales observadas con el resto de fases minerales, indican que la formación de estos minerales debió producirse durante las primeras etapas del enterramiento de los sedimentos, antes de la compactación mecánica de la roca y del cierre de su porosidad, probablemente relacionados con la percolación de fluidos meteóricos ácidos durante la diagénesis temprana. Estas condiciones coinciden con las ya descritas por Spötl, (1990), Novak et al., (1997) y Pe-Piper y Dolansky (2005) para la formación de minerales APS de composición similar (sulfatos-fosfatos) en ambientes sedimentarios.

#### 7.4.2.2. Fuentes de P, S y Sr

Los minerales analizados mediante microsonda electrónica muestran una composición formada por los siguientes cationes: Ca, Sr, Al, P, S.

En el caso del Al, su presencia está ampliamente representada en las rocas como componente de micas, feldespatos y minerales de la arcilla.

El calcio aparece en muy baja proporción, y puede proceder de la alteración de feldespatos calco-alcalinos, poco abundantes en estas rocas, o de apatitos, en los cuales también se encuentran muestras de alteración y corrosión. No parece que haya relación con la presencia de carbonatos en la roca, ya que su proporción dentro de estos minerales no varía entre los encontrados en la Formación Cañizar, en la que no hay presencia de carbonatos, los de la Formación Eslida en la que se han descrito perfiles edáficos, o en los analizados en la zona de Cataluña, en la que aparecen, además de paleosuelos, reemplazamientos tardíos de carbonato.

Hay varios minerales detríticos en estas rocas que contienen fósforo, entre ellos apatito, monacita y xenotima, los cuales, como se indica en las descripciones, en ocasiones aparecen corroídos. Estos minerales son relativamente solubles a pH ácido (Guidry y Mackenzie, 2003; Le Roux et al., 2006), lo que apunta a que son la fuente más probable de fósforo, al igual que ha sido descrito para la formación minerales APS asociados a areniscas en otras zonas (Spötl, 1990; Pe-Piper y Dolansky, 2005). Las monacitas además son una fuente de tierras raras como La, Ce y Nd, presentes también en la composición química de los APS analizados.

Sí que se ha descartado su relación con fosforitas marinas, ya que se trata de sedimentos continentales de origen fluvial, no habiéndose descrito hasta el momento este tipo de rocas ni en la Cordillera Ibérica ni en la Cordillera Costero Catalana. Sin embargo hay otras posibles fuentes de fósforo que tampoco se pueden descartar por el momento como son:

La alteración de huesos u otro tipo de fósiles ricos en fósforo en medios ácidos, como se han descrito en Thiry et al. (2006), dando lugar a parches de estos minerales.

La relación de minerales APS asociados a la disolución de vidrios volcánicos también en ambientes ácidos, procedentes de aerosoles (Tan, 1984; Tripplehorn and Bohor, 1986; Brownfield et al., 1986; Tripplehorn et al., 1991; Rao and Walsh, 1997), de los cuales es frecuente que no quede ningún vestigio del material original, cuando se produce una intensa meteorización (Tripplehorn and Finkelman, 1990).

El Sr también puede tener diferentes procedencias. No se han medido cantidades apreciables de Sr reemplazando a Ca en apatitos, ni en otros minerales que forman la roca, como micas o arcillas. Sin embargo estas fuentes no deben ser descartadas y discutiremos sobre su influencia en posteriores capítulos. Por lo tanto el Sr presente en los minerales APS, a parte de la disolución de minerales preexistentes en la roca, parece proceder, además, de una fuente externa.

Un posible origen externo podría ser la influencia de los sedimentos carbonáticos de la facies Muschelkalk, situados estratigráficamente por encima de estas unidades, un aerosol volcánico, o procedente de agua marina, bien por una influencia directa de ésta o mediante aerosoles. Hay trabajos como los de Bird et al. (1989), McArthur et al. (1989), Alpers et al. (1992) y Long et al. (1992), en los que se describen una influencia marina en lagos salinos Australianos alejados de la costa, pero no como una intrusión directa de agua del mar, sino debido a la influencia de aerosoles marinos.

Apenas se han encontrado otras fases minerales que presenten azufre en su composición. Sin embargo, la presencia de óxidos de hierro íntimamente relacionados con los agregados de APS con morfologías pseudocúbicas, apuntan a una posible oxidación de piritas u otras sulfuros preexistentes, lo que además incrementaría la acidez del medio necesaria para la disolución de las fases fosfatadas y favoreciendo las condiciones apropiadas para la formación de APS.

Otras posibles fuentes de S podrían ser, al igual que en el caso del P y Sr, la precipitación de un aerosol volcánico o de agua marina, como se ha explicado previamente.

Ante las diferentes alternativas en cuanto a las posibles fuentes del P, S y Sr, en el caso de los dos elementos últimos, se ha optado por realizar un estudio isotópico ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $\delta^{34}\text{S}$ ) para intentar discriminar su origen. Estos estudios junto con sus resultados, serán descritos en detalle en el capítulo siguiente.

## **8. Estudio Geoquímico**





## **8. ESTUDIO GEOQUÍMICO**

### **8.1 INTRODUCCIÓN**

Como se ha comentado anteriormente, se han llevado a cabo distintos tipos de estudios geoquímicos con el objetivo de establecer posibles variaciones a lo largo de las secciones y zonas estudiadas. Por un lado se han realizado análisis de roca total mediante ICP-OES (Inductively-coupled-spectrometry optical-emission spectrometry) e ICP-MS (Inductively-coupled-spectrometry mass-spectrometry), con los que se han determinado elementos mayores, menores y trazas, los cuales se han completado con análisis isotópicos de Sr, S en roca total y de U/Pb en circones detríticos.

Los elementos mayores y menores nos permiten establecer las características geoquímicas de las rocas estudiadas en relación a los minerales que contienen. Como hemos visto en el capítulo anterior, los minerales del grupo de los APS son de especial interés por su relación con posibles cambios geoquímicos como la acidez del medio. Para una mejor aproximación al origen tanto del Sr como del S, que contienen estos minerales, se han realizado los análisis isotópicos de Sr y S.

Por otro lado, los análisis de tierras raras, junto con los valores isotópicos de Sr en roca total y de U-Pb en circones detríticos, nos aportan información sobre las características del área fuente.

### **8.2 ANÁLISIS DE GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL**

El análisis de las muestras mediante ICP-OES e ICP-MS nos permite conocer la composición elemental de la roca, es decir, sus elementos mayores, menores y trazas. De este modo, por comparación con patrones y materiales de referencia, podemos saber si las rocas estudiadas están enriquecidas o empobrecidas en algún elemento y si hay máximos o mínimos en función del espacio (entre las distintas columnas) y del tiempo (a lo largo de cada una de ellas). Las muestras han sido preparadas y analizadas en la Facultad de Ciencias Ambientales de la Universidad de Castilla La Mancha, en colaboración con el Dr. Jacinto Alonso Azcárate.

En nuestro caso la determinación de la geoquímica de roca total se ha realizado mediante ICP-OES modelo I CAP 6500 Thermo Electron (Figs. 8.1), para elementos mayoritarios y mediante ICP-MS modelo ICP-MS X Series II de la marca Thermo Electron para elementos minoritarios y trazas (Fig. 8.2).

Tanto el ICP-OES como el ICP-MS se basan inicialmente en el mismo principio que consiste en utilizar un gas ionizado (plasma) que se genera aplicando un intenso campo magnético sobre un flujo tangencial de gas, generalmente argón, a través de un tubo concéntrico de cuarzo (Thomas, 2004). En ambos casos, la muestra en estado líquido es bombeada a un nebulizador donde es convertida, junto con el argón, en un aerosol en la cámara de spray. De ahí pasa, a través de un inyector, a la antorcha de plasma que en el caso del



Fig. 8.1: ICP-OES. Facultad de Ciencias Ambientales, Universidad de Castilla La Mancha (Toledo).

ICP-OES está en posición vertical y sirve como medio para generar fotones, mientras que en el caso del ICP-MS se encuentra en posición horizontal y genera iones positivos, lo que permite disminuir la señal de ruido en el detector y por tanto dar una mayor resolución, hasta cuatro órdenes de magnitud mayor que en el caso del ICP-OES (Thomas, 2004).



Fig. 8.2: ICP-MS. Facultad de Ciencias Ambientales, Universidad de Castilla La Mancha (Toledo).

En el ICP-OES, la señal producida en forma de fotones es separada ópticamente mediante difracción y cada longitud de onda es medida por uno o varios detectores en el espectrómetro. Es importante que el espectrómetro tenga una buena resolución para evitar interferencias entre los distintos espectros (Nölte, 2003).

En el ICP-MS, una vez que se han generado los iones, pasan a través de la zona de interfase hasta el espectrómetro de masas. Esta zona, conecta la antorcha

de plasma, que se encuentra a presión atmosférica, con el espectrómetro, que está en condiciones de vacío. El espectrómetro puede ser de varios tipos. En este caso consiste en un cuadrupolo magnético que separa los iones de una determinada relación carga/masa, y que van a parar hasta el detector, del resto de iones que no se analizan. Finalmente, los iones que recibe el detector se transforman en una señal eléctrica mediante un diodo discreto. Esta señal se procesa y se convierte en concentraciones analíticas usando estándares de calibración (Thomas, 2004).

### 8.2.1 PREPARACIÓN DE MUESTRAS

Se han seleccionado 84 muestras distribuidas lo más uniformemente posible a lo largo de cada una de las columnas estratigráficas escogidas como representativas de cada uno de los tres sectores en los que se ha dividido el área de estudio (Río Mayor, Talayuelas y Puntal del Carnero en el sector A, Montán, Gátova, Alfondeguilla y Benicassim, en el sector B, ambos en la Cordillera Ibérica, y San Gregori, La Palma y El Figaró en el sector C, en la Cordillera Costero Catalana). Cada muestra se ha cuarteado y se han molido 100 g en mortero de ágata. Posteriormente se ha tamizado aproximadamente medio gramo en un tamiz de nylon de 63  $\mu\text{m}$  de luz de malla y se ha dejado secar en estufa 48 h a 105° C para eliminar la humedad.

Para poder ser analizadas mediante ICP-OES e ICP-MS, las muestras deben de estar en disolución. Para ello, se pesan 0,25 mg de muestra, previamente molida y tamizada, y se le añaden 0,50 mg de metaborato de litio, que actúa reduciendo el punto de fusión de los minerales más refractarios. La mezcla se vierte en un crisol de Platino y se introduce en una perladora marca Claisse modelo M4, acoplada a un ordenador desde donde se controla la rampa de calentamiento (Fig. 8.3). Mediante el programa M4PCLINK aplicamos la rutina 9\_TR, que consta de 12 pasos con una duración aproximada de 12 minutos, a lo largo de los cuales se hace un progresivo calentamiento hasta la completa fusión de la muestra. En la perladora se introduce también un vaso de precipitados de teflón con 100 ml de una solución de ácido nítrico 1N y 3 gotas de ácido fluorídrico puro, donde caerá y se disolverá la perla de muestra ya fundida.

Finalmente, terminado el proceso de fusión se deja la disolución unos minutos en un agitador magnético para que termine de disolverse completamente la perla y se vierte el contenido en tubos de plástico con sus correspondientes siglas. Todos los recipientes entre una muestra y otra se lavan con ácido nítrico al 10% y se aclaran con agua miliQ tres veces para evitar posibles contaminaciones.

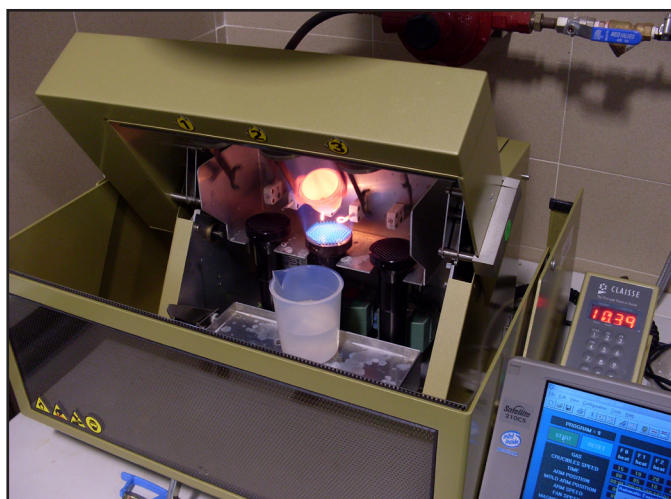


Fig. 8.3: Muestra en proceso de fusión en la perladora. Facultad de Ciencias Ambientales, Universidad de Castilla La Mancha.

Además de las muestras cada día de preparación, hay que analizar al menos una muestra en blanco para calibrar los equipos y preparar los materiales de referencia que utilizamos para obtener la recta de calibrado. Hay dos tipos de calibración una interna y otra externa.

La calibración externa, generalmente se hace mediante la disolución de soluciones

estándar monoelementales de los elementos que nos interesan para el estudio a realizar, cubriendo el rango de concentraciones esperado que queremos medir (García de Madinabeitia et al., 2008). Es decir, se van introduciendo concentraciones conocidas de cada elemento y se mide su intensidad, estableciendo la recta de calibración dentro del rango de medida que vamos a necesitar (ej: entre 0,1-10 ml o 10-1000ml, etc.). Una vez obtenida, al introducir la muestra que queremos analizar, en función de la intensidad medida podemos calcular la concentración de cada elemento. Sin embargo en el caso de muestras naturales es muy difícil estimar “a priori” las concentraciones que vamos a encontrar de cada elemento. Por ello se utilizan materiales de referencia con concentraciones que han sido medidas y evaluadas por diferentes laboratorios siguiendo estrictas normas estadísticas. A estos materiales se les conoce como Materiales Estándar de Referencia (SMR)(Nölte, 2003), escogiendo aquellos materiales que puedan ser lo más similares a las rocas objeto de estudio. En nuestro caso para la calibración externa hemos utilizado los siguientes materiales de referencia certificados por el U.S. Geological Survey: GSP-2 (Silver Plume Granodiorite), BCR-2 (Columbia River Basalt), AGV-2 (Guano Valley Andesite), SDC-1 (Analyzed Mica Schist), SGR-1b (Green River Shale).

La calibración interna se utiliza para corregir los cambios en la sensibilidad analítica, que se producen por cambios en la composición de la matriz de las muestras y deriva del equipo (Thomas, 2004). En nuestro caso se ha utilizado el Rodio ya que es un elemento muy poco común en muestras naturales.

Una vez que se han preparado todas las muestras se procede a su colocación en una gradilla para analizarlas. En el caso del ICP-OES se introducen 10 ml de cada muestra en un tubo de ensayo de plástico. En el caso del ICP-MS se introduce en cada tubo de ensayo 1ml de muestra por 9 ml de agua miliQ. Cuando un componente está por encima del 10% se considera mayoritario, cuando está entre el 10 y el 0,01% es minoritario y cuando está por debajo del 0,01% se considera traza.

La reproductibilidad y la precisión de los análisis depende de la magnitud de la concentración. Como norma, en elementos mayores y menores se toleran desviaciones inferiores al 1%, mientras que en los trazas la tolerancia es del 10% a veces incluso mayor. La reproductibilidad es una medida de estabilidad a corto plazo debida a fluctuaciones en el sistema de introducción de la muestra o en el plasma. Generalmente se expresa como la desviación estándar de la medida. La precisión es el error permitido o desviación de la medida respecto a un valor de referencia y depende de que haya el menor número posible de errores sistemáticos.



### 8.3 ANÁLISIS DE GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Los análisis de geoquímica isotópica se han realizado sobre varios elementos:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $\delta^{34}\text{S}$  en roca total y U/Pb en circones detríticos. En el caso de los isótopos de Sr, las muestras han sido preparadas y analizadas en el CAI de Geocronología y Geoquímica Isotópica de la Universidad Complutense de Madrid (en colaboración con la Dra. Carmen Galindo y el equipo técnico del laboratorio). Las muestras de isótopos de S han sido preparadas en la Facultad de Ciencias Ambientales de la Universidad de Castilla la Mancha (Toledo) (en colaboración con el Dr. Jacinto Alonso Azcárate) y han sido analizados en la School of Earth and Environment: Earth Science, Leeds University (UK) en colaboración con los Drs. Robert Newton y Simon Bottrell. Finalmente, las muestras para realizar el estudio de geoquímica isotópica de U-Pb en circones han sido preparadas en el laboratorio de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid y han sido analizadas por la Dra. la Sonia Sánchez Martínez en los laboratorios de geoquímica analítica del Institut für geowissenschaften de la Johann Wolfgang goethe Universität de Frankfurt am Main (GUF) dirigidos por el Dr. Axel Gerdes.

#### **8.3.1 ANÁLISIS DE ISÓTOPOS DE $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ EN ROCA TOTAL**

Se han seleccionado 65 muestras distribuidas a lo largo de las columnas estratigráficas seleccionadas (Río Mayor, Talayuelas, Gátova, Montán, Alfondeguilla y Benicassim), localizadas en los sectores A y B de la Cordillera Ibérica.

Se pesan 200 mg de cada muestra, previamente molida, y se introducen en unos microreactores de teflón, en los que se añade una mezcla de ácido fluorhídrico más ácido nítrico. Se cierran a presión y se introducen en estufa a 120°C durante 48 horas. Una vez transcurrido este tiempo y enfriados se colocan sobre una placa de teflón a 100°C, hasta que se evaporen los ácidos (12 horas).

Al residuo obtenido se le añaden 2 ml de ácido nítrico, más 7 ml de ácido clorhídrico 6N, para formar cloruros. Se vuelven a cerrar los microreactores a presión y se introducen en la estufa a 120°C durante 24 horas. Una vez fríos se vuelven a evaporar los ácidos en la placa durante 12 horas.

El residuo se disuelve nuevamente en ácido clorhídrico 2,5N y se centrifuga durante 8-10 minutos a 4000 rpm, para la eliminación de cualquier posible residuo sólido, dejando las muestras preparadas para su paso por las columnas de cromatografía de intercambio iónico, con resina DOWEX AG-50x12, 200-400 mesh (Fig. 8.4). Esta resina está compuesta por un polímero al que se le añade un grupo funcional ( $\text{SO}_3\text{H}^-$ ) que es el que le confiere sus propiedades. Al atravesar la muestra este polímero, se liberan  $\text{H}^+$  que se une al  $\text{Cl}^-$  del HCl en el que va disuelta

la muestra, quedándose retenido otro catión, el Sr en nuestro caso. Finalmente se vuelve a añadir ácido clorhídrico para liberar los cationes que se recogen en recipientes de teflón y se dejan evaporar durante 12 horas.

Una vez extraído el elemento que queremos medir, lo llevamos al espectrómetro de masas tipo TIMS (Termal Ionization Mass Spectrometry) donde se deposita sobre un filamento de tántalo junto con 1  $\mu$ l de ácido fosfórico 1M y se ioniza a alta temperatura bajo condiciones de vacío. Los iones son

acelerados mediante gradiente de potencial eléctrico y atraviesan un campo magnético que separa cada isótopo en función de la masa atómica y de la carga iónica. Los isótopos más ligeros describen radios menores que los pesados, llegando hasta los detectores, 5 en este caso, de los cuales cada uno mide una masa, convirtiéndola en voltaje (Esquema TIMS).



Fig. 8.4: Columnas de intercambio iónico. CAI de Geocronología y Geoquímica Isópica de la Universidad Complutense de Madrid.

Las medidas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  han sido corregidas de posibles interferencias con  $^{87}\text{Rb}$  y se han normalizado en función de la relación entre el  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $=0,1194$ ) que es constante en la naturaleza. Además, durante el análisis de las muestras se ha medido un estándar (NBS-987) cuyo valor medio ( $n=9$ ) es de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710185 \pm 0,00007$  ( $2\sigma$ ), que se utiliza para la corrección de los valores de la posible deriva referida al estándar. El error analítico determinado en el CAI de geocronología para la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , es de 0,01% ( $2\sigma$ ).

La relación isotópica de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  actual es función del contenido en  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  que inicialmente contenía la roca y del  $^{87}\text{Sr}$  procedente de la desintegración del  $^{87}\text{Rb}$ , y se obtiene mediante la ecuación:

$$(1) \quad (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 + (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})(e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{Faure, 1986})$$

Por tanto, cuanto mayor es la relación ( $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ) de una roca, más rápido aumenta la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . En nuestro caso, nos interesa conocer la relación isotópica que había durante el momento de depósito de los sedimentos, para poder intentar deducir cual fue la posible fuente o fuentes de origen de este elemento. Para ello, a partir de la ecuación (1) propuesta por Faure (1986) se han recalculado los valores iniciales ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ , para un tiempo  $t = 247$  Ma. (límite entre Triásico Inferior-Medio, Ogg et al., 2008), en la que ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$  es igual a los valores medidos en la actualidad,  $\lambda$  es la constante de desintegración del Rb y la relación ( $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ) se

obtiene de la ecuación:

$$(2) (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}) = (\text{Rb}/\text{Sr}) (A^{87}\text{Rb} \cdot W_{\text{Sr}} / A^{86}\text{Sr} \cdot W_{\text{Rb}}) \text{ (Faure, 1986)}$$

La relación (Rb/Sr) es igual a la relación entre las concentraciones de estos elementos medidas en la roca, Ab es la abundancia relativa de  $^{87}\text{Rb}$  y  $^{86}\text{Sr}$  en la naturaleza, respectivamente y  $W_{\text{Rb}}$  y  $W_{\text{Sr}}$  es su peso molecular.

### **8.3.2 ANÁLISIS DE ISÓTOPOS DE $\delta^{34}\text{S}$ EN ROCA TOTAL**

En nuestras muestras, parece que este elemento entra a formar parte exclusivamente de los minerales del grupo de los APS, aunque se ha tenido en cuenta la posible presencia de sulfuros, para evitar todo tipo de contaminación. Se han seleccionado las mismas muestras que para los análisis de roca total y los análisis isotópicos de estroncio para la preparación de las muestras. Debido a que no había descrito ningún protocolo previo para la extracción de S del grupo de los alúmino-sulfatos-fosfatos (APS), se han realizado varias pruebas.

En primer lugar se optó por una disolución selectiva de estos minerales, sin afectar al resto de los minerales de la roca. Para ello se realizó una prueba en dos muestras atacándolas mediante dos procesos diferentes. Uno en frío con un ácido débil y otro en caliente con un ácido más concentrado:

En el primer caso se pesaron 200 mg de la fracción inferior a 20  $\mu\text{m}$  y se deshidrataron durante 12 horas a 100°C. Una vez sin humedad, se atacaron con HCL 0,5N durante 24h, a temperatura ambiente (25°C). Se centrifugaron y la parte sólida se analizó mediante ICP-MS, preparada siguiendo el mismo proceso que para el resto de análisis químicos.

En el segundo caso se tomaron unos 200 mg de muestra molida y se atacaron en microreactores de teflón con HCl 6N a 120°C, durante 48h. Una vez enfriado el microrreactor se abre y se pone a evaporar sobre una placa de teflón. Finalmente se añadió 5 ml de HCl 6N y se centrifugaron las muestras. El residuo sólido, una vez seco, se analizó mediante ICP-MS, preparado según el protocolo anteriormente descrito para el análisis de roca total.

En el análisis de los residuos mediante ICP-MS, tomamos el Sr como elemento de referencia indicativo de los APS, ya que el S no es un elemento de rutina medido mediante esta técnica. El resultado fue que seguía habiendo una importante proporción de Sr en las muestras, lo cual indicaba que no había sido posible la disolución selectiva de estos minerales. Sin embargo las concentraciones de Sr eran significativamente mayores en el residuo obtenido a partir de las muestras previamente concentradas, lo cual era coherente con el tamaño de cristales de

los minerales del grupo de los APS observado al microscopio, además de tener en cuenta una posible influencia de minerales de la arcilla.

En vista de que los resultados obtenidos mediante los procesos anteriores no fueron adecuados, finalmente el protocolo a seguir fue la disolución total de las fracciones inferiores a 20  $\mu\text{m}$ , dado que el rango de tamaño de los cristales de APS observados petrográficamente se encuentra entre 2 y 5  $\mu\text{m}$ .

Para ello se seleccionaron 42 muestras de 7 columnas estratigráficas distribuidas en los tres sectores (Río Mayor, Talayuelas, Gátova, Montán, Benicassim, La Palma y El Figaró) y se pesaron entre 2 y 5 g de cada muestra, previamente concentradas por decantación para concentrar la fracción de 20  $\mu\text{m}$ , y a los que se añadieron 5-10 ml (por cada gramo de muestra) de hipoclorito sódico ( $\text{NaClO}$ ) al 8% (12 g/L), dejándolos reaccionar durante 24 h bajo campana y en agitador magnético, para eliminar cualquier sulfuro que hubiese en la muestra.

Una vez transcurrido ese tiempo, se añadió agua MiliQ y se centrifugó, repitiendo el proceso de lavado tres veces y dejando el residuo en estufa 12 h. Una vez seco se disgregó mediante un mortero de ágata y se pesaron 1,5 g de muestra, a los que se añadieron 5 g de metaborato de Litio, para facilitar la fusión.

Para la fusión se utilizó una perladora marca Claisse, modelo M4 acoplada a un ordenador y controlada por el programa M4PCLINK. Tomamos como base el programa 9\_TR, usado para el análisis de elementos mayores menores y trazas, al que se hizo una modificación en el tiempo de la rampa de calentamiento aumentando su duración en 3 minutos (hasta 15 min. en total), para asegurarnos la completa fusión de la muestra, debido a la gran cantidad de material utilizado. Una vez fundida se disolvió en 200 ml de ácido nítrico ( $\text{HNO}_3$ ) 1N con unas gotas de ácido fluorhídrico (HF) puro.

Finalmente se le añadieron 15 ml de una disolución de cloruro de bario ( $\text{BaCl}_2$ ) (100g/L) y se dejó durante 24 horas en reposo para la precipitación de sulfato de bario ( $\text{BaSO}_4$ ). Pasado ese tiempo se filtró mediante un filtro Milipore acoplado a una bomba de succión, y se dejó secar en estufa 6-8 h. Una vez seco, se recogió el precipitado en viales de cristal previamente marcados con las siglas de cada muestra.

Del precipitado obtenido se pesaron entre 0,240-0,300 mg de muestra en pequeñas cápsulas (Fig. 8.5), y se cerraron con unas pinzas antes de introducirlas en el analizador junto con dos materiales de referencia, que se utilizaron para hacer la recta de calibrado. Los materiales de referencia utilizados son calcopirita (CP-1=-4.56‰  $_{\text{VCDT}}$ ) y sulfato de bario (SWS-3a=+20.3‰  $_{\text{VCDT}}$ ). La relación  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ , tanto de los materiales de referencia como las muestras, se expresan

como la desviación en ‰, referidos al estándar V-CDT (Troilita del Cañón del Diablo de Vienna) cuya relación  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S} = 22.22$ , mediante la ecuación (Faure, 1986):

$$\delta^{34}\text{S} = \left[ \left( \frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}} \right)_{\text{muestra}} - \left( \frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}} \right)_{\text{estándar}} \right] / \left( \frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}} \right)_{\text{estándar}} \times 1000$$

El analizador es un Analizador Elemental Eurovector en el cual tanto el sulfato de bario como el sulfuro son transformados a dióxido de azufre por combustión a 1020°C en presencia de oxígeno inyectado mediante un chorro de helio. Los gases obtenidos como resultado se hacen pasar a través de unos conductos de cobre y de perclorato de magnesio para eliminar el exceso de oxígeno y de agua, respectivamente. El  $\text{SO}_2$  se separa de otras posibles impurezas haciéndolo pasar por una columna cromatográfica, utilizando helio. Finalmente, en el detector se miden las señales producidas por masas 66 y 64. El valor de la relación  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  se obtiene de comparar las señales procedentes del  $\text{SO}_2$  generadas por la muestra, con las producidas por el  $\text{SO}_2$  puro, tomado como referencia.

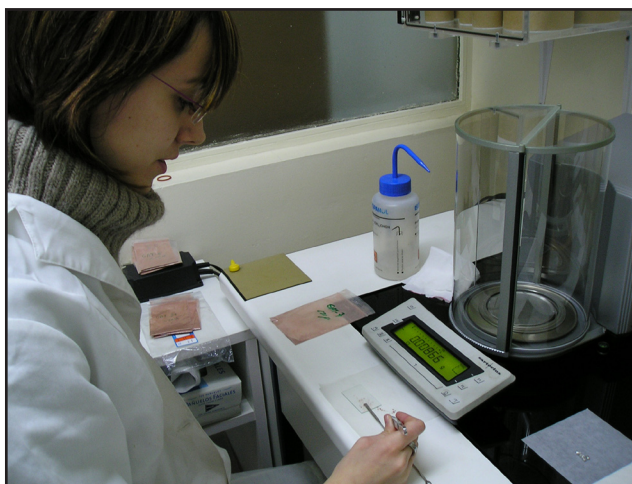


Fig. 8.5: Pesada de las muestras para el análisis isotópico de S. CAI de Geocronología y Geoquímica Isotópica de la Universidad Complutense de Madrid.

Además de introducir en el analizador los concentrados de sulfato de bario obtenidos en el laboratorio por el método descrito, se introdujeron una selección de muestras directamente sin tratar tras la molienda y los concentrados de la fracción inferior a 20  $\mu\text{m}$ , tanto tratados con hipoclorito sódico como sin tratar de las columnas de Río Mayor y Gátova, para comparar los resultados obtenidos en función de la metodología o del tamaño de grano de la fracción empleada.

Este tipo de analizador también nos permite conocer el azufre total que hay en la muestra, dato que no habíamos podido obtener mediante otras técnicas. La medida del azufre total se obtiene de la suma del total de las masas 66 y 64, y es calibrada usando un estándar de sulfato de bario cuyo contenido de azufre es de 13,7 % en peso.

### **8.3.3 ANÁLISIS ISOTÓPICOS DE U-Pb EN CIRCONES DETRÍTICOS**

Para este estudio se han seleccionado 4 muestras de la Formación Cañizar, en la columna de Talayuelas, tomadas en las subunidades C1, C2, C3 y C6. Mediante métodos gravimétricos



y magnéticos se han separado varias centenas de circones, seleccionados manualmente al azar bajo lupa binocular, de modo que hubiese una buena representación de todas las poblaciones presentes en cada muestra. Tras la selección fueron montados en probetas de resina, posteriormente pulidos para dejar expuesta su sección ecuatorial. Previamente a su análisis se realiza un estudio mediante catodoluminiscencia para identificar posibles imperfecciones y estudiar distintas etapas de crecimiento. En los casos en los que los circones aparecen zonados, se ha analizado únicamente su núcleo con el objetivo de el primer evento de cristalización registrado por el mineral.

Los análisis U-Pb-Th se han realizado mediante dos tipos de láser (New Wave Research UP-213 ultraviolet laser y RESOLUTION M-50 Ar-F 193 nm excimer laser) acoplados a un ICP-MS ThermoScientific Element 2, siguiendo el método descrito por Gerdes y Zeh (2006, 2009). Cada análisis consistió en 19 segundos de medida del fondo (sin ablación), seguido de 24 segundos de ablación de la muestra. El diámetro del cráter de ablación varía de 20-40  $\mu\text{m}$  y la profundidad entre 10-15  $\mu\text{m}$ , en función del grano.

El procesado de los datos se ha realizado mediante una hoja de cálculo MS Excel® siguiendo el método de Gerdes y Zeh (2006 y 2009). Para la corrección del fraccionamiento elemental, se normalizó al estándar de circon GJ-1 (Jackson et al., 2004) del cual se realizaron 13 medidas estándar por cada 55 medidas de muestras. Para el fraccionamiento elemental de U-Pb en función del tiempo, se ha seguido el procedimiento descrito por Gerdes y Zeh (2009). Los cálculos de edad y los diagramas Concordia se han realizado mediante el programa Isoplot (Ludwig, 2003).

## 8.4. RESULTADOS

### **8.4.1 ELEMENTOS MAYORES Y MENORES**

Los resultados geoquímicos obtenidos del análisis de elementos mayores de las diferentes muestras, se encuentran recogidos en el anexo IV, tablas 1-9. Como es característico de las areniscas, tienen un alto contenido en sílice, entre 50-99% y un menor contenido de aluminio entre 3-23%. Al representar sus concentraciones, vemos que sus pautas tienen tendencias opuestas, es decir con una correlación negativa entre ambos (Fig. 8.6). Como hemos observado al microscopio petrográfico, las muestras en las que hay una mayor presencia de cuarzo, hay una disminución de otros minerales como arcillas, micas o feldespatos los cuales contienen aluminio en su estructura.

El hierro se encuentra entre el 0-10%, en minerales entre los que se encuentran principalmente los óxidos de Fe, que le confieren a estas rocas su característico color rojo. El potasio, el cual entra en la estructura del feldespato potásico y la ilita principalmente en las rocas estudiadas, se encuentra entre 0-8%, siendo mayor en la Formación Eslida respecto a la Formación Cañizar (en la Cordillera Ibérica) y a la Cordillera Costero Catalana.

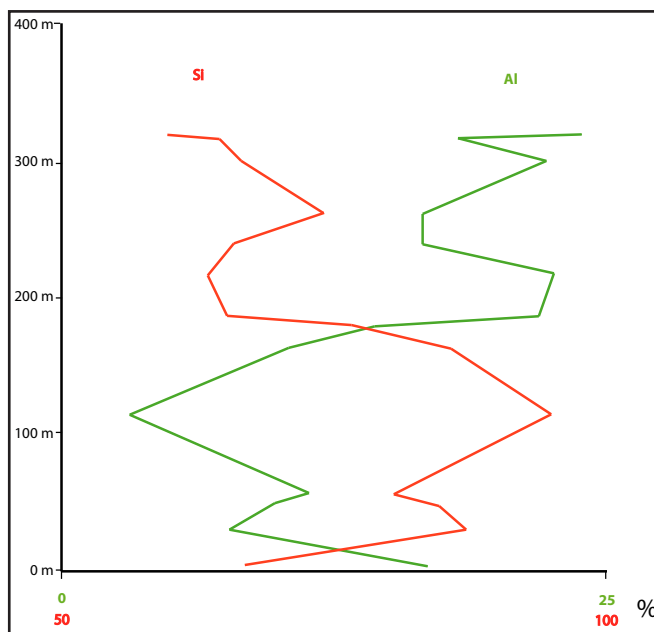


Fig. 8.6: Representación de las concentraciones de Si y Al en la columna de Gátova. Cordillera Ibérica.

El resto de elementos mayores (Na, Mg, P, Ca y Ti) se encuentran en muy baja proporción menor al 1%, de los cuales hay que destacar el Ca, cuyos valores son mayores del 1% puntualmente en el caso de muestras de la Formación Eslida en la Cordillera Ibérica y en algunas muestras de la Cordillera Costero Catalana.

La suma de los valores totales de estos elementos mayores junto con el valor de la pérdida por calcinación o LOI (lost on ignition) realizado a 1000°C se encuentran en el anexo IV, tablas 1-9). Como se puede observar la suma total de las columnas de Talayuelas, Gátova y Benicassim dan valores ligeramente superiores a 100%. Esto puede ser debido a un error metodológico.

En el caso de los elementos menores, nos hemos centrado en los valores de Sr, cuya concentración puede llegar hasta 3.400 ppm, lo cual no es habitual en este tipo de rocas. Los valores medios de concentración de Sr en rocas sedimentarias varían entre 20-400 ppm en areniscas y pizarras, respectivamente (Krauskopof y Bird, 1995) y su concentración media en la corteza terrestre es de 503 ppm (Rollinson, 1993).

Por ello, de los análisis de obtenidos de los elementos analizados nos hemos centrado principalmente en el P y Sr, junto con La y Ce, por su relación como constituyentes de fosfatos y minerales APS, y en segundo lugar en el Ca, también como constituyente de estos minerales, aunque en menor medida, y por su relación con fases carbonáticas. Para ver como se relacionan entre sí y debido a que no se ha podido realizar una cuantificación modal ni de los fosfatos, ni de los minerales APS presentes en la roca, se han realizado unas matrices de correlación (anexo V, tablas, 1-5) en las que se han introducido los siguientes elementos, Si, Ca, P, Sr, La, Ce.

Lo más destacado que podemos ver a partir de ellas es que en la Cordillera Ibérica el Si tiene una correlación negativa con el resto de los elementos, aunque ésta no es muy alta por lo que no hay una influencia entre el contenido en sílice y la presencia de otras fases minerales en este caso. Además la relación Ca:P o Ca:Sr, no es significativa (anexo V, tablas, 1-5). Sin embargo, la correlación P:Sr en la Formación Cañizar es muy alta ( $r^2=0,97$ ) en el sector A y ligeramente más baja en el sector B ( $r^2=0,87$ ) mientras que La y Ce tienen una correlación prácticamente 1:1 entre sí, y relativamente alta con P y Sr. En el caso de la Formación Eslida, la relación P:Sr disminuye hasta el punto que deja de ser significativa.

En las unidades analizadas de la Cordillera Costero Catalana (Unidad Eramprunyà, Areniscas de Prades Inferiores y El Figaró) al igual que en la Cordillera Ibérica el Si se correlaciona negativamente con el resto de los elementos, aunque sólo de forma significativa con P, con un nivel de correlación  $r^2=0,77$ . Tampoco hay una correlación significativa entre P:Sr (anexo V, tablas, 1-5). Únicamente hay una buena correlación entre La:Ce y entre estos elementos y el P.

Por otro lado, todo esto queda reflejado al representar gráficamente las concentraciones de P, Sr, La y Ce para cada una de las unidades de las secciones estudiadas (Fig. 8.7 y Fig. 8.8), en las que se han realizado estos análisis. En ellos se puede observar cómo hay niveles en los que la concentración de P y Sr aumenta considerablemente en unos niveles respecto a otros de la columna, sobre todo en la Formación Cañizar de la Cordillera Ibérica. Las tendencias de P y Sr siguen pautas bastante paralelas y muy similares también a las de La, Ce.

Si analizamos particularmente la relación P/Sr mediante un análisis bivariante, obtenemos que en el caso de la Cordillera Ibérica podemos agrupar los datos en dos poblaciones (Fig. 8.9), una que se correspondería con los valores obtenidos de las muestras de la Formación Eslida, los cuales no se ajustan a una recta y se encuentran enriquecidos en P respecto a la unidad estratigráficamente inferior (Fig. (8.9), y otra que representa los valores obtenidos a partir de las muestras analizadas en la Formación Cañizar, los cuales se ajustan a una recta, en la mayor parte de las secciones, en la cuales hay un número de datos suficiente, a una recta de regresión (Fig. 8.10) cuyo valor de correlación  $r^2$  es significativo.

En la zona de Cataluña, no hay una clara relación entre el P y el Sr. Probablemente, esto es debido a que en esta zona hay una menor cantidad de minerales del grupo de los APS o una mayor influencia de carbonatos secundarios, como se ha descrito anteriormente en el apartado de mineralogía (Fig. 8.11), en los que el Sr puede reemplazar al Ca.

Para corroborar la validez de todos estos resultados se han tenido en cuenta los posibles sesgos litológicos, tanto por diferencias de composición como por granulometría.

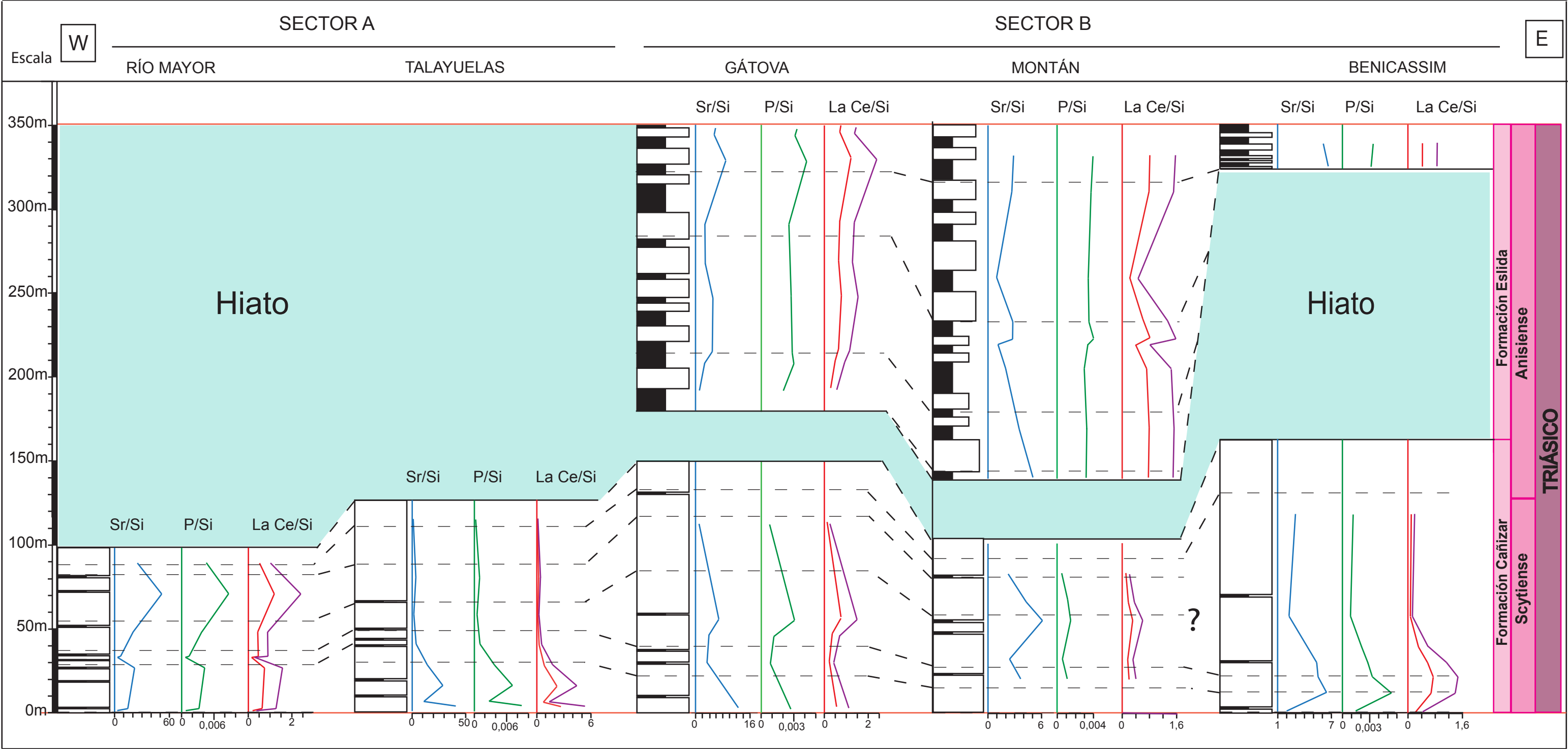


Figura 8.7: Representación gráfica de las concentraciones de Sr, P, La y Ce a lo largo de las columnas estratigráficas representativas de los sectores A y B, de la Cordillera Ibérica.





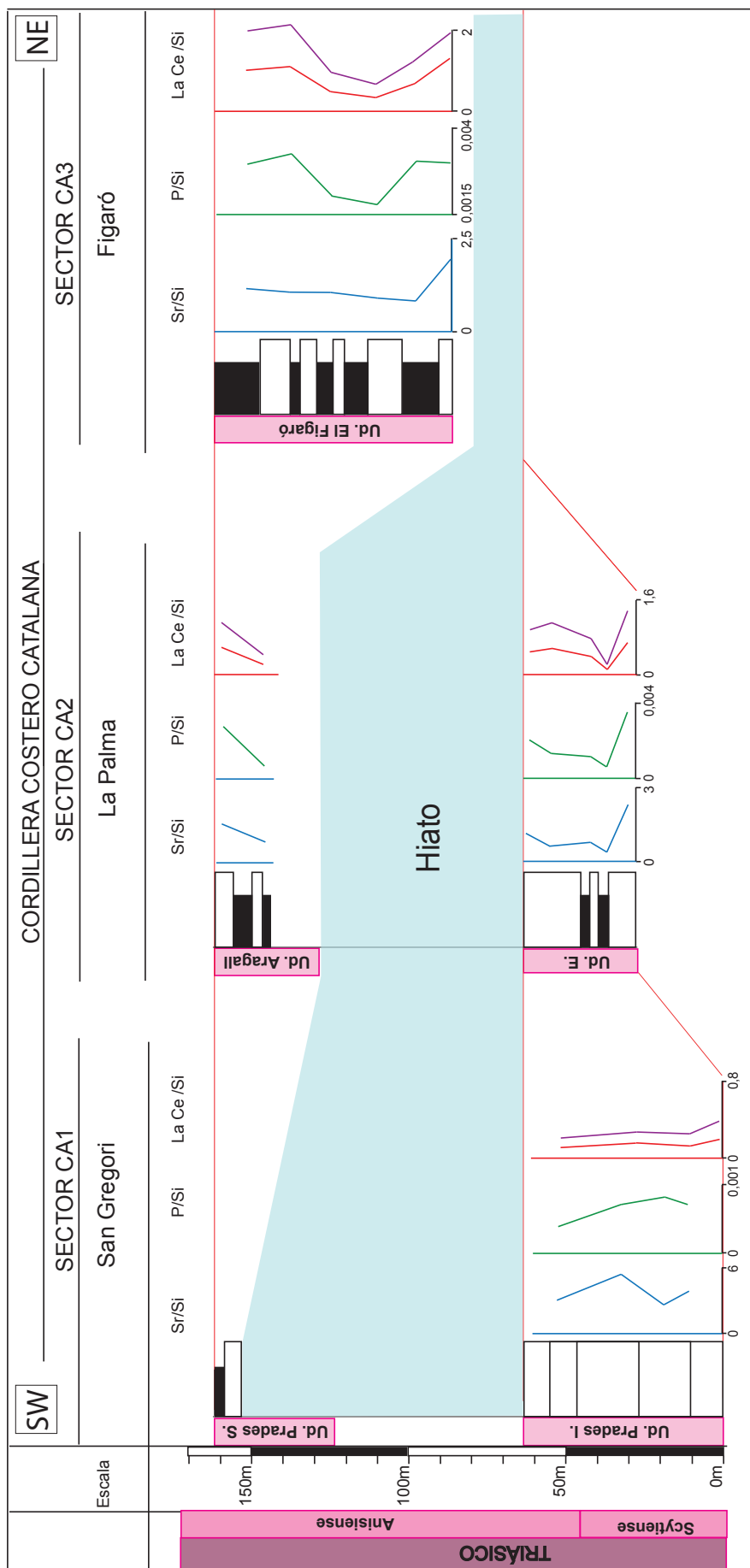


Figura 8.8: Representación gráfica de las concentraciones de Sr, P, La y Ce a lo largo de las columnas estratigráficas representativas del sector C, de la Cordillera Costero Catalana.

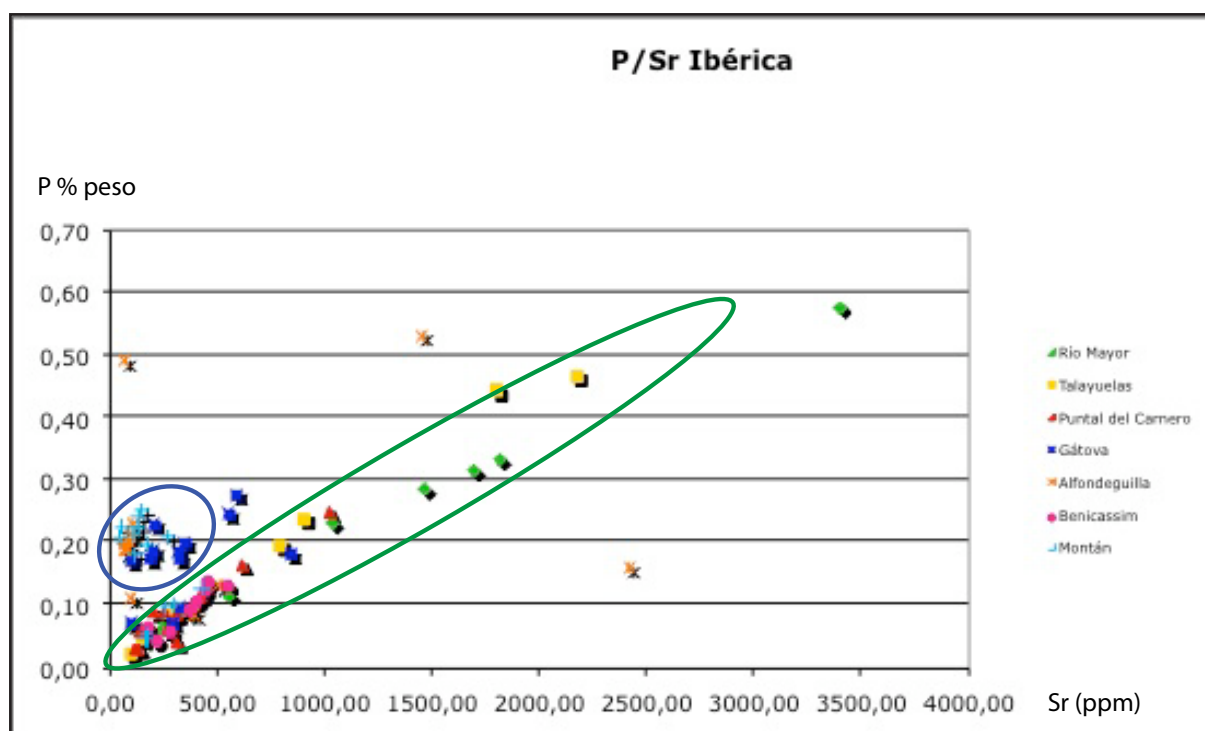


Fig. 8.9: Representación del contenido en fósforo (% en peso) frente al contenido en estroncio (ppm) en las muestras de la Cordillera Ibérica. La población rodeada por la línea azul representa las muestras de la Formación Eslda. La población rodeada por la línea verde, representa las muestras de la Formación Cañizar.

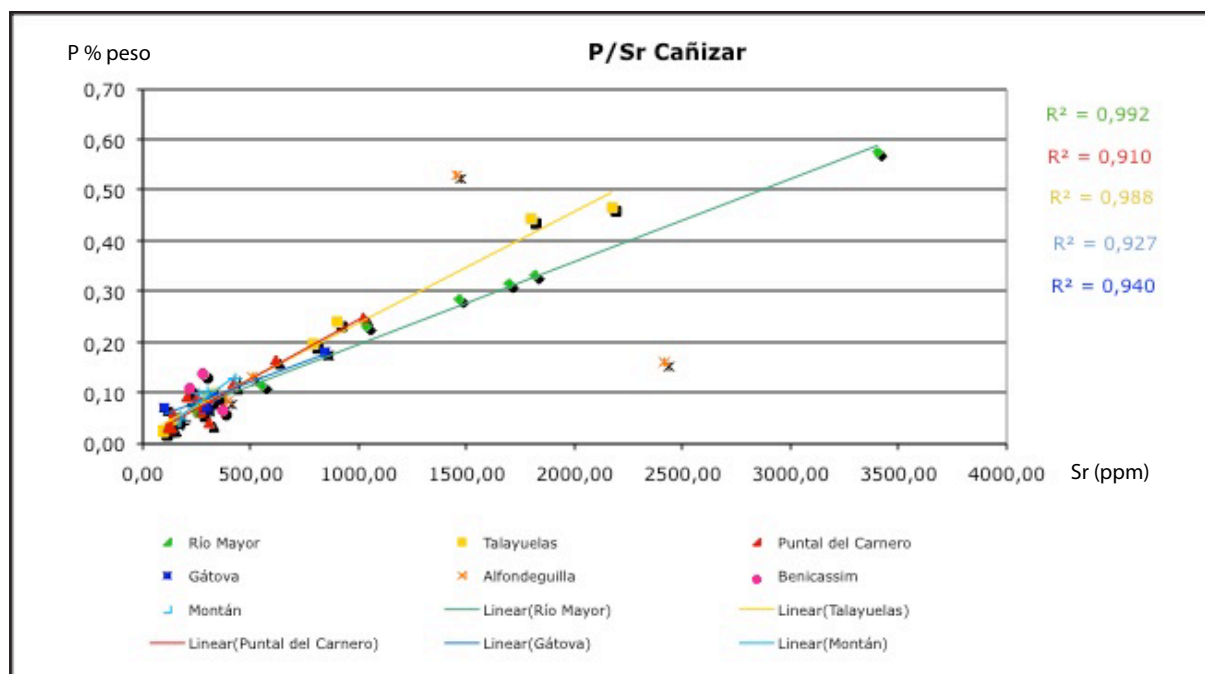


Fig. 8.10: Representación del contenido en fósforo (% en peso) frente al contenido en estroncio (ppm) en las muestras de la Fm. Cañizar de la Cordillera Ibérica, junto con las rectas de correlación y su valor de  $R^2$  para cada una de las secciones estudiadas en las que hay un número de datos suficientemente significativo.

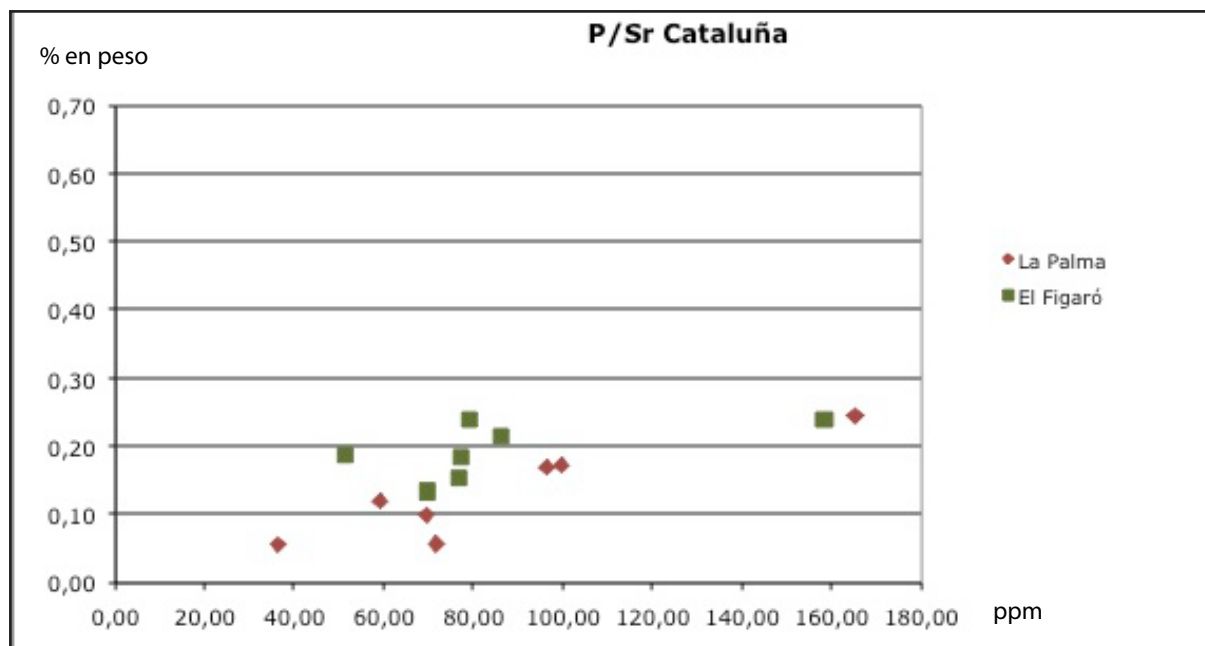


Fig. 8.11: Representación del contenido en fósforo (% en peso) frente al contenido en estroncio (ppm) en las muestras de la Cordillera Costero Catalana.

En el primer caso, para descartar cualquier sesgo composicional, se normalizaron los análisis frente al contenido en Si, y por tanto de la litología (para ver la influencia del mayor o menor contenido en cuarzo de la roca) y frente a la relación Ti/Al (por considerarse elementos inmóviles). En ambos casos las pautas obtenidas son básicamente muy similares y con tendencias paralelas a las obtenidas mediante la representación de las concentraciones sin normalizar. En segundo lugar se ha tenido en cuenta la posible influencia del tamaño de grano de las muestras analizadas (anexo I, tabla 1). Se han representado los valores de concentración de Sr frente al tamaño de grano de las rocas estudiadas (Fig. 8.12) ya que consideramos el Sr un indicador de la presencia de minerales APS al tratarse de uno de sus constituyentes principales. Como se puede observar en la figura 8.12 hay una cierta influencia en los valores más altos de Sr, los cuales suelen coincidir con los menores tamaños de grano, aunque como se puede observar no es exclusivo, por lo tanto, parece que la granulometría de la roca ejerce cierta influencia pero no es determinante.

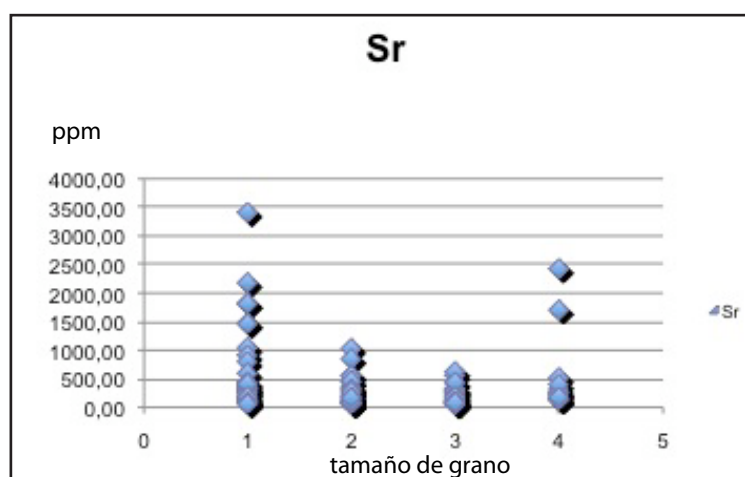


Fig. 8.12: Representación del contenido en estroncio (ppm) frente al tamaño de grano de la roca. 1= lutita; 2= arena muy fina; 3= arena fina; 4= arena media; 5= Arena gruesa.

### 8.4.2 TIERRAS RARAS

Los gráficos obtenidos a partir de la normalización de los valores de tierras raras respecto a la condrita (McDonough y Sun, 1995) (anexo IV, tablas 10-19) marcan unas pautas paralelas en casi todas las muestras analizadas (Fig 8.13 a-n). Como se puede observar, hay una mayor concentración en tierras raras ligeras (LREE) que tienen una pendiente negativa, que de tierras raras pesadas (HREE) con una pendiente casi plana, excepto en la columna de San Gregori en la Cordillera Costero Catalana, que se encuentra empobrecida en Dy, Ho y Er hacia techo de la columna, respecto al resto de muestras. En la mayor parte de ellas, observamos una mayor o menor anomalía negativa en el Eu.

Las pautas de tierras raras suelen presentarse dentro del mismo rango de valores de concentración en toda la zona de estudio. Las diferencias que encontramos están relacionadas con el tamaño de grano de las muestras (anexo I, tabla 1), siendo las muestras de tamaños de grano más fino o con un mayor contenido en lutitas, las que presentan unas mayores concentraciones de estos elementos. Las muestras de la columna de San Gregori, en la Cordillera Costero Catalana, se encuentran notablemente empobrecidas en estos elementos respecto a las muestras de los otros sectores.

En algunos casos (como por ejemplo: RM 1, Alf 14, Beni 201)(Fig. 8.13a, 8.13i, 8.13j) podemos observar también anomalías positivas de Gd, probablemente producidas por el enriquecimiento de este elemento en los sedimentos debido a su comportamiento inmóvil en ellos (Sultan y Shazili, 2009).

#### REPRESENTACIÓN DE LAS CONCENTRACIONES DE TIERRAS RARAS NORMALIZADAS A LA CONDRITA

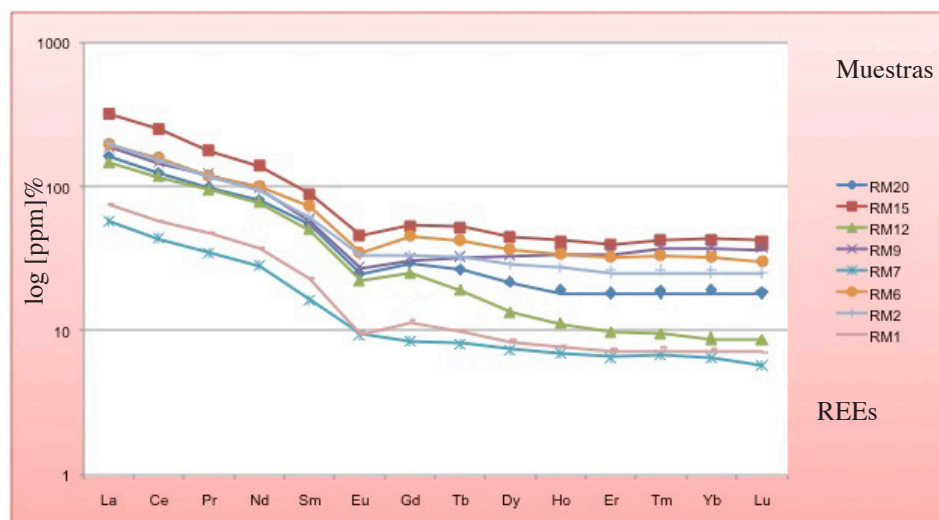


Fig. 8.13a: Representación de las concentraciones de Tierras Raras, normalizadas a la Condrita, de la columna de Río Mayor. Cordillera Ibérica.

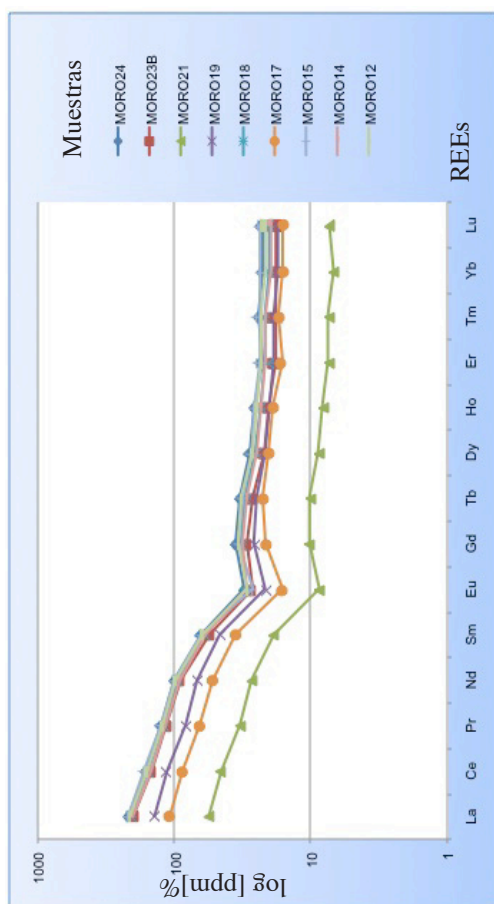


Fig. 8.13e: Representación de las concentraciones de Tierras Raras, normalizadas a la Condrita, de la Fm. Esilda de la columna de Montán. Cordillera Ibérica.

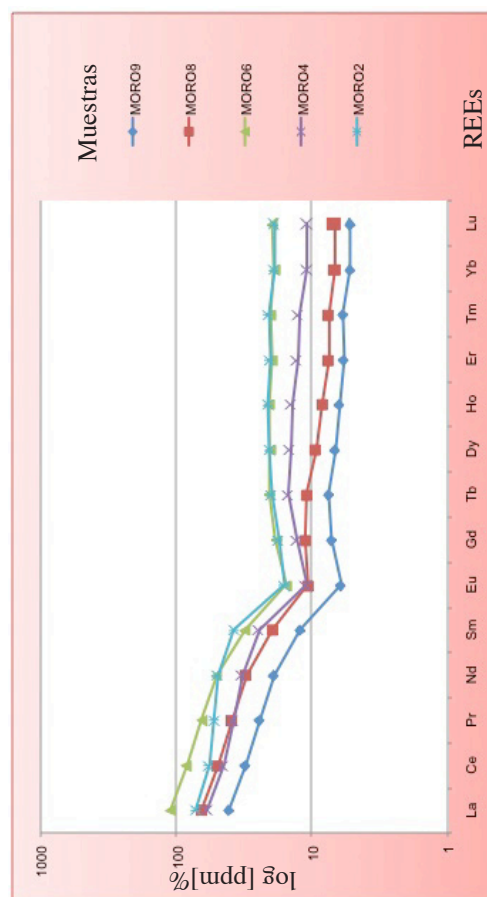


Fig. 8.13d: Representación de las concentraciones de Tierras Raras, normalizadas a la Condrita, de la Fm. Cañizar de la columna de Montán. Cordillera Ibérica.

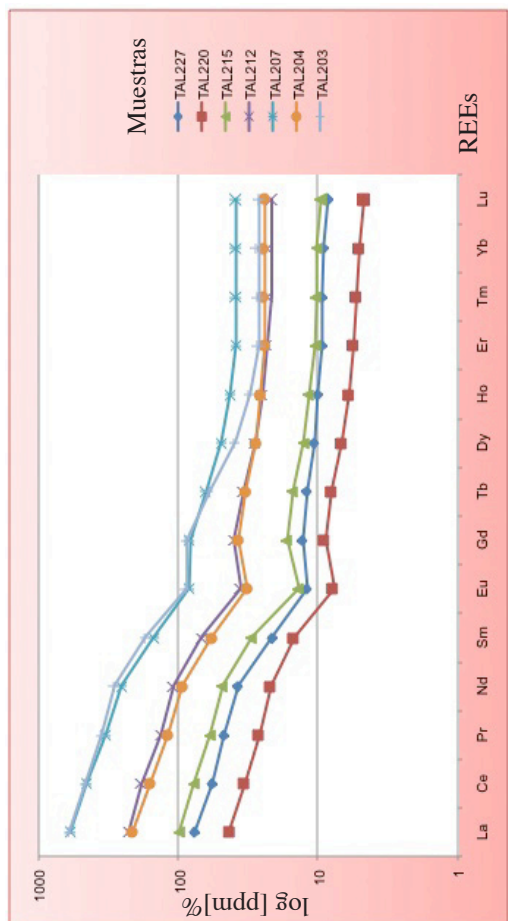


Fig. 8.13c: Representación de las concentraciones de Tierras Raras, normalizadas a la Condrita, de la columna de Talayuelas. Cordillera Ibérica.

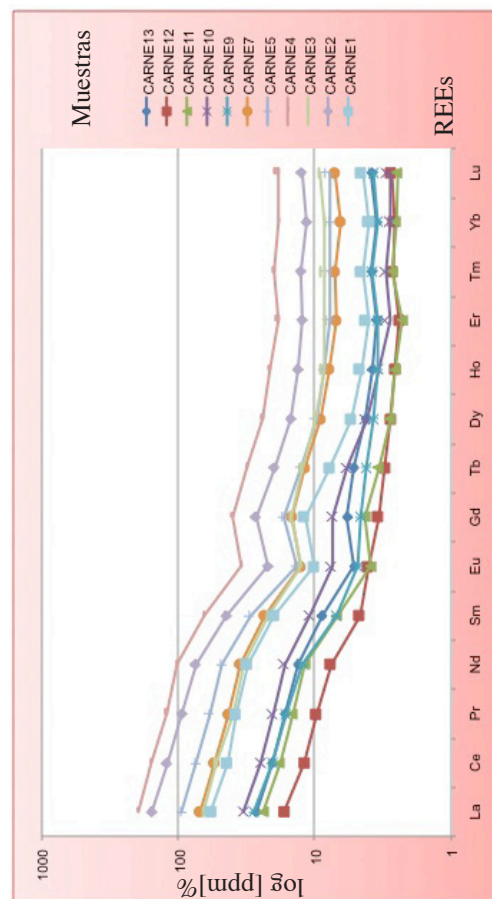


Fig. 8.13b: Representación de las concentraciones de Tierras Raras, normalizadas a la Condrita, de la columna de Puntal del Carnero. Cordillera Ibérica.



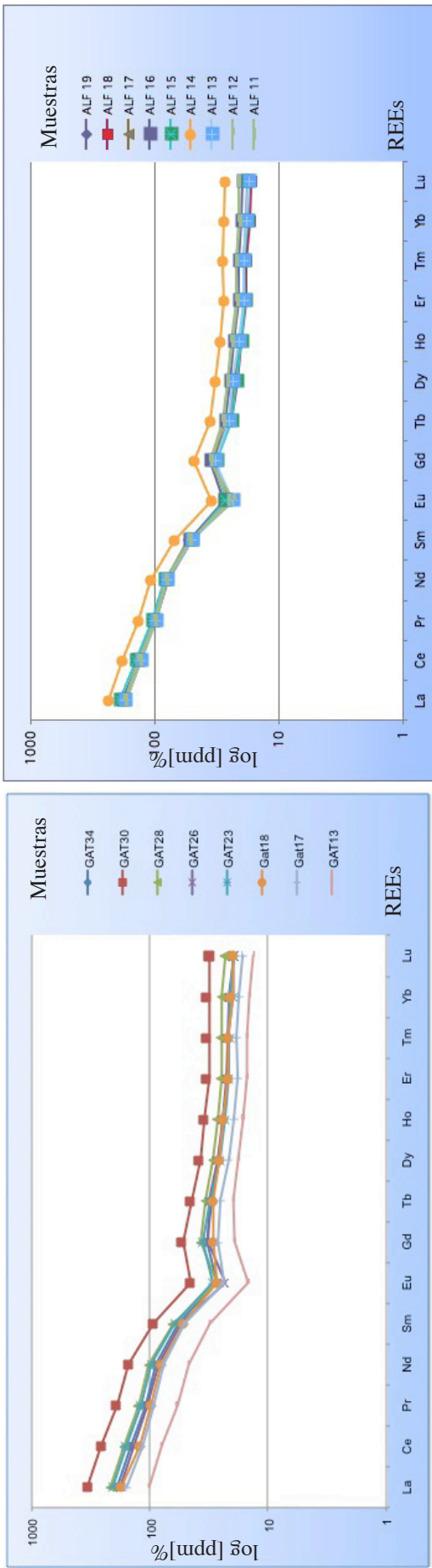


Fig. 8.136i: Representación de las concentraciones de Tierras Raras, normalizadas a la Condrita, de la Fm. Esilda de la columna de Alfondeguilla. Cordillera Ibérica.

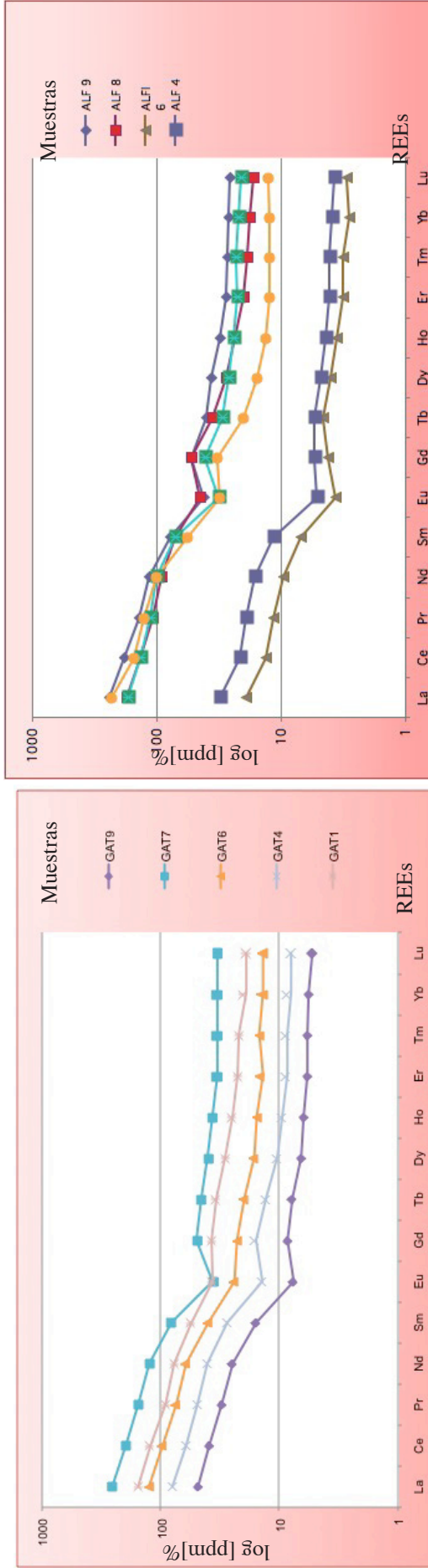


Fig. 8.13h: Representación de las concentraciones de Tierras Raras, normalizadas a la Condrita, de la Fm. Cañizar de la columna de Alfondeguilla. Cordillera Ibérica.

Fig. 8.13f: Representación de las concentraciones de Tierras Raras, normalizadas a la Condrita, de la Fm. Cañizar de la columna Gátova. Cordillera Ibérica.

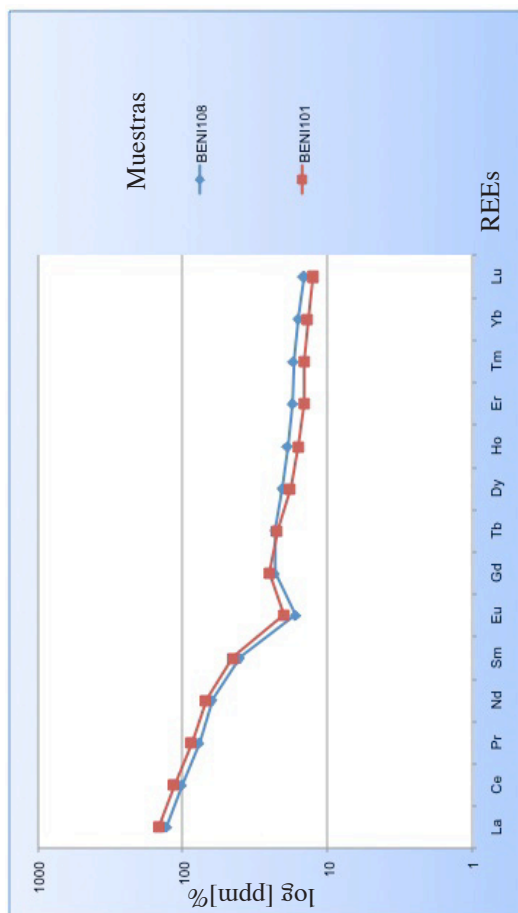


Fig. 8.13k: Representación de las concentraciones de Tierras Raras, normalizadas a la Condrita, de la Fm. Esclida de la columna de Benicassim. Cordillera Ibérica.

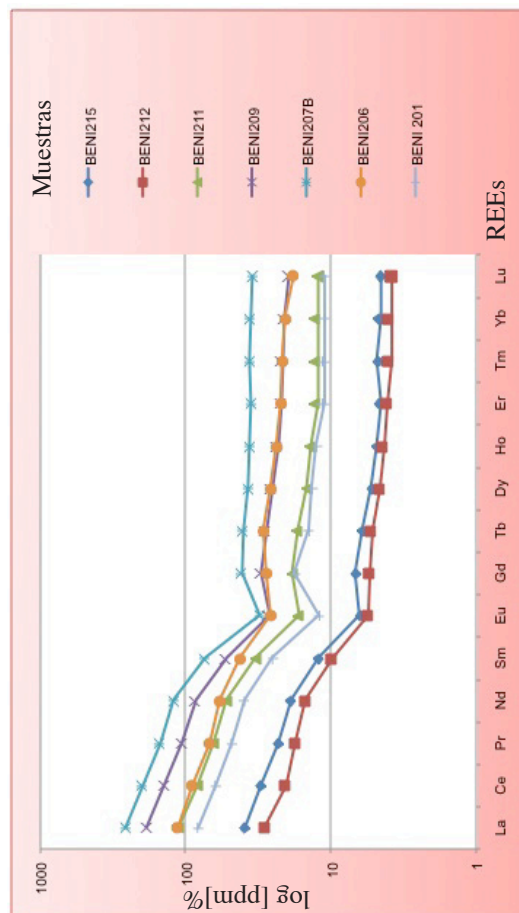


Fig. 8.13j: Representación de las concentraciones de Tierras Raras, normalizadas a la Condrita, de la Fm. Cañizar de la columna de Benicassim. Cordillera Ibérica.

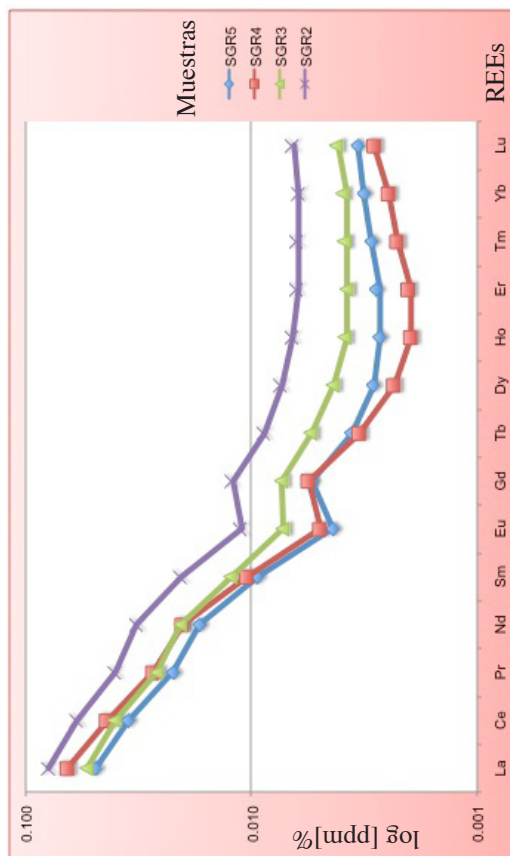


Fig. 8.13i: Representación de las concentraciones de Tierras Raras, normalizadas a la Condrita, de la Fm. Esclida de la columna de San Gregori. Cordillera Costero Catalana.

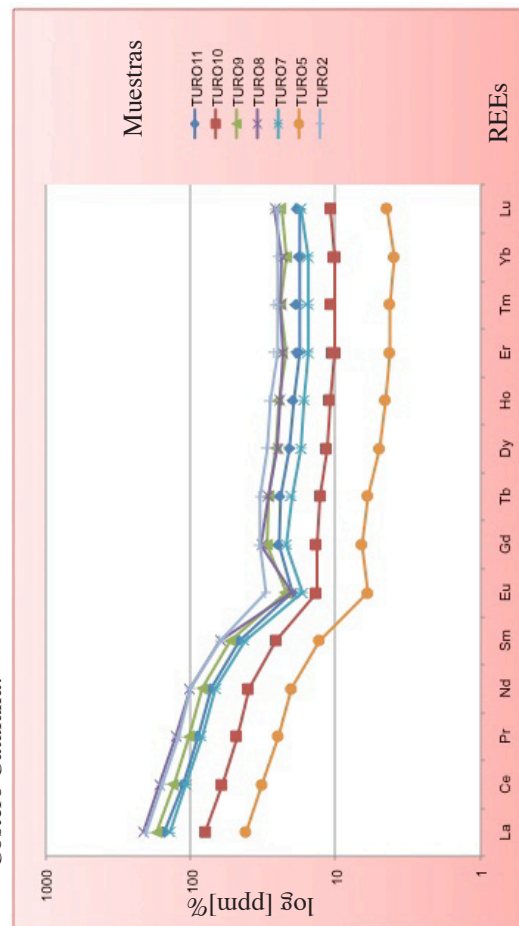


Fig. 8.13m: Representación de las concentraciones de Tierras Raras, normalizadas a la Condrita, de la Fm. Esclida de la columna de La Palma. Cordillera Costero Catalana.

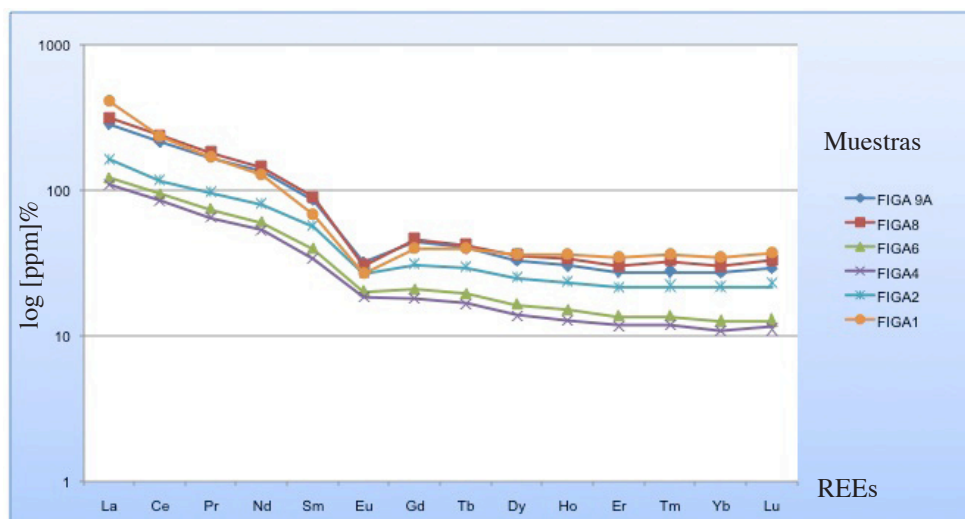


Fig. 8.13n: Representación de las concentraciones de Tierras Raras, normalizadas a la Condrita, de la Fm. Eslida de la columna de El Figaró. Cordillera Costero Catalana.

### 8.4.3 ISÓTOPOS DE Sr Y S

Los valores de las relaciones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de la Cordillera Ibérica, obtenidas en roca total, junto con una corrección de estos valores en la que se recalcula la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  que tendrían estas rocas en el Triásico Inferior, se muestran en el anexo VI, tabla 1. Al comparar ambos resultados se observa que los valores actuales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de la Formación Eslida, disminuyen significativamente al ser recalculados, reduciéndose las diferencias entre esta formación y la Formación Cañizar. Esto indicaría un mayor contenido de  $^{87}\text{Rb}$  en las rocas de la Formación Eslida que en las de la Formación Cañizar, el cual se iría transformando con el tiempo en  $^{87}\text{Sr}$ , dando lugar a un aumento de la relación isotópica  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . En este caso los valores que nos interesan son los recalculados a 247 Ma, ya que lo que tratamos de buscar es la signatura original durante el Triásico Inferior-Medio, sin posteriores interferencias, para conocer sus posibles fuentes en ese momento.

Al representar los resultados de la concentración de Sr frente a la relación isotópica ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) de las Formaciones Cañizar y Eslida de la Cordillera Ibérica (Figs. 8. 13, 8.14), vemos que en general los valores isotópicos de Sr de la Formación Cañizar son ligeramente más bajos que los de la Formación Eslida y que además, las muestras con mayor contenido en Sr son las que presentan relaciones isotópicas más bajas, mientras que las muestras con bajo contenido en Sr, tienen una relación isotópica mayor dentro de cada unidad.

Por otra parte, los valores isotópicos de azufre obtenidos de la columna de Río Mayor y Gátova pueden verse en el anexo VI, tabla 2 y 3. En esta tabla se representan los resultados obtenidos de las diferentes fracciones analizadas en la columna de Río Mayor: a) precipitados de sulfato de bario extraídos de las muestras; b) polvo de muestra sin tratar ni concentrar;

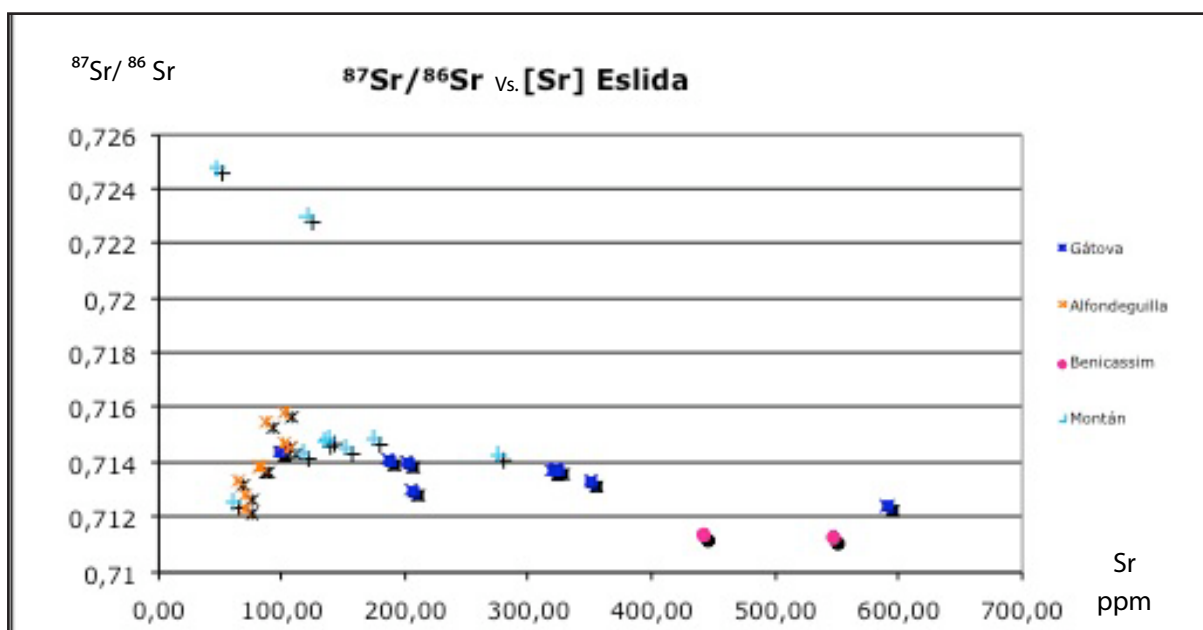
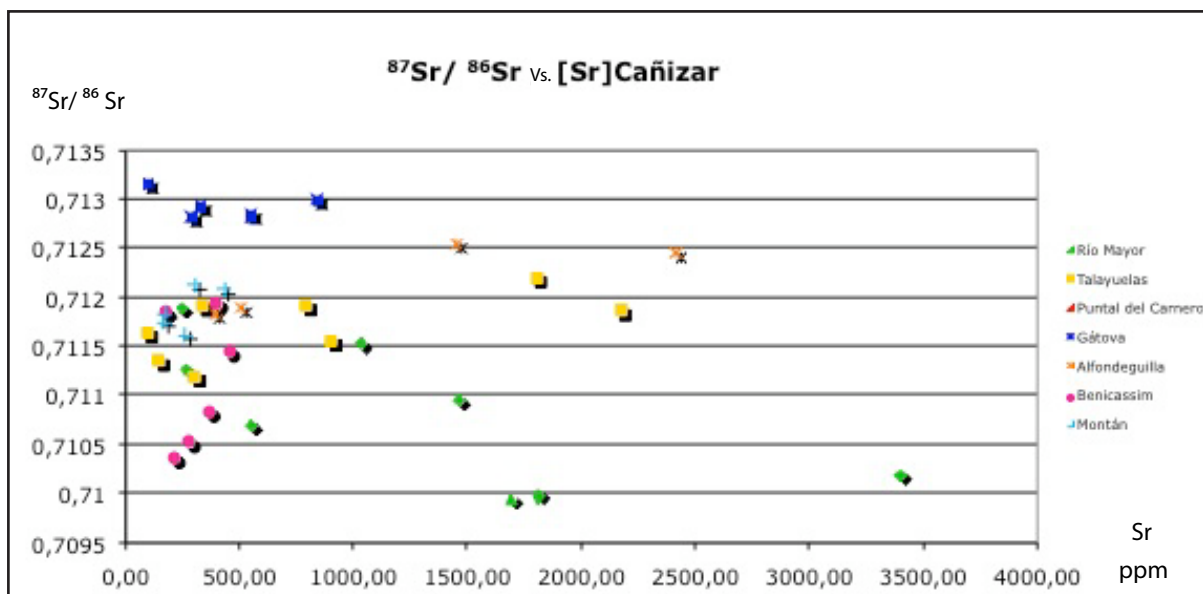


Fig. 8.14: Representación de la relación isotópica de Sr, frente al contenido en Sr total de las rocas (ppm) de las muestras de la Formación Eslida en la Cordillera Ibérica.

c) concentrado de muestra (fracción <20  $\mu\text{m}$ ) sin tratar; d) concentrado de muestra (fracción <20  $\mu\text{m}$ ) tratada con hipoclorito sódico.

Se observa que los resultados obtenidos a partir de los precipitados de barita muestran ciertas diferencias con el resto de resultados (anexo VI, tabla 2 y 3), por lo que se han descartado debido a que posiblemente se hayan podido producir procesos de fraccionamiento durante la preparación de las muestras, bien durante la fase de calentamiento, o bien por no haber conseguido la total precipitación del S disuelto como sulfato de bario. Las muestras de polvo sin concentrar

dan resultados que en ocasiones tampoco coinciden con el resto de datos, posiblemente debido a la baja concentración de las fases minerales que contienen azufre en la roca, lo que hace que la medida sea más imprecisa y por tanto, hayamos descartado también estos resultados (anexo VI, tabla 2).

Los datos obtenidos a partir de las fracciones <20 µm de las muestras concentradas (tratadas y sin tratar con hipoclorito sódico), son muy similares entre sí, por lo que se puede descartar la presencia, actualmente, de sulfuros, y aunque la cantidad de azufre total, incluso en estas fracciones concentradas, es muy baja, parece que las medidas son bastante homogéneas (anexo VI, tabla 2 y 3). Los valores de  $\delta^{34}\text{S}$  medidos en las columnas de Río Mayor y Gátova se encuentran entre 10,4 y 14,3‰. No parece que haya ninguna diferencia de valores en función de que la muestra sea de la Formación Cañizar o de la Formación Eslida.

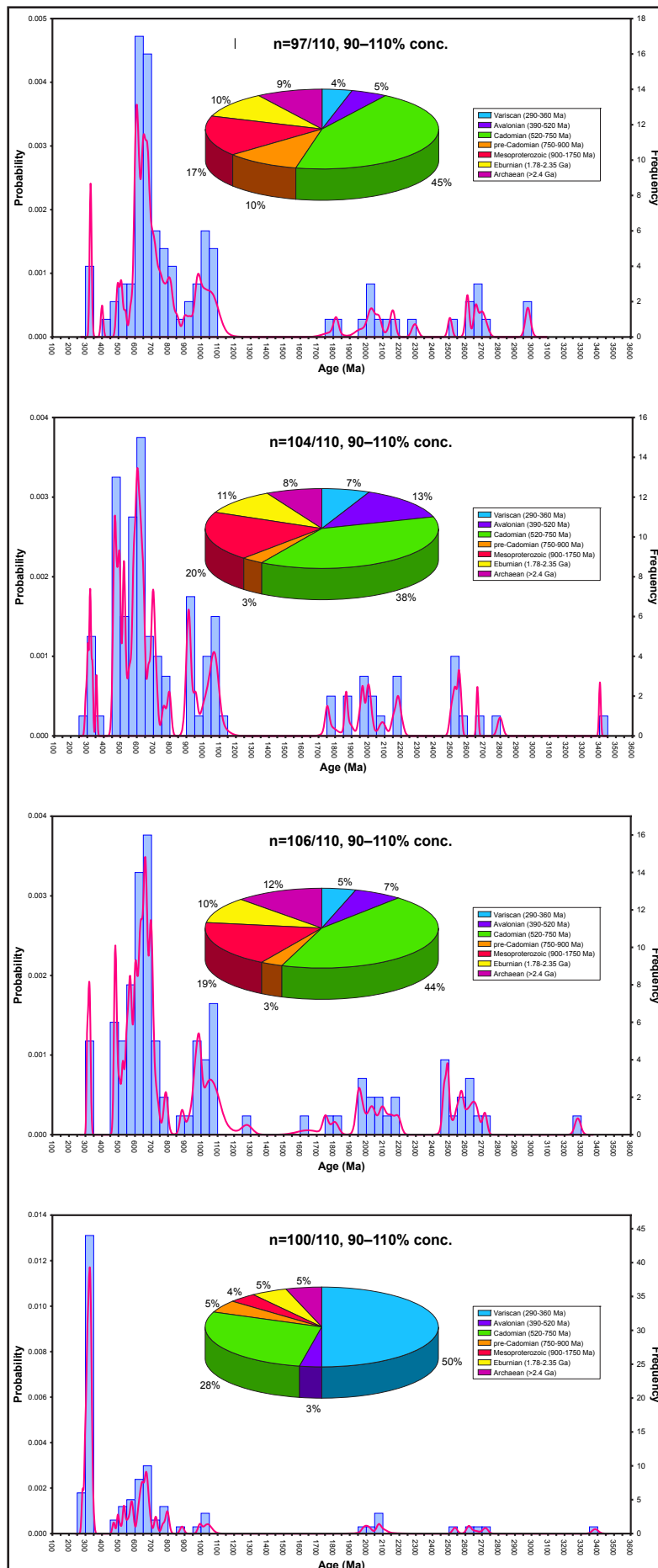
### **8.4.4 ISÓTOPOS DE U-Pb**

Los datos obtenidos mediante los análisis isotópicos de U-Pb, realizados sobre circones detríticos procedentes de la Formación Cañizar en la columna de Talayuelas, se muestran en la figura 8.7. En ella se representan en histogramas de frecuencia combinados con diagramas de densidad de distribución de las edades U-Pb, y junto con diagramas de sectores, en los que se agrupan las poblaciones de circones en función de las principales orogenias o eventos de generación cortical (Sánchez-Martínez et al., en prensa).

De las tres muestras tomadas en las subunidades 1, 2 y 3 de la Formación Cañizar, los circones detríticos analizados indican que el 45%, 38% y 44% respectivamente, tienen una edad entre 520-750 Ma. Este rango de edad se correspondería a la actividad relacionada con la orogenia Cadomiense. También es importante destacar la presencia de circones con edades entre 450-500 Ma, que estarían relacionados con la actividad ígnea y metamórfica del microcontinente Avalonia (Stampfli y Borel, 2002). El resto de circones se agruparían dentro de poblaciones cuyos rangos de edad se encuentran asociados con ciclos orogénicos mesoproterozoicos o incluso arcaicos, con una pequeña proporción de circones de edades comprendidas entre 290-360 Ma., relacionados con la orogenia varisca (Sánchez-Martínez et al., en prensa).

En cuanto a los análisis de circones de la muestra 4 (tomada en la subunidad 6), podemos observar que se produce un cambio importante en las proporciones de algunas poblaciones. En este caso la población más abundante, con un 50% del total de los análisis, es la de edad comprendida entre 290-360 Ma, relacionada con la orogenia Varisca. El porcentaje del resto de las poblaciones se ve disminuido, siendo la población entre 520-750 Ma. (relacionada con la orogenia Cadomiense), la segunda más abundante.





Muestra 1

Muestra 2

Muestra 3

Muestra 4

Fig. 8.7: Histogramas, diagramas de densidad de distribución y diagramas de sectores en los que se representan las distribuciones de edades de las principales poblaciones de circones de las muestras de la Fm. Cañizar. (Modificado de Sánchez-Martínez et al., en prensa).

## 8.5. INTERPRETACIÓN

### **8.5.1 FUENTES DE Sr Y S DE LOS MINERALES APS**

Como se ha tratado en el capítulo anterior, la aparición de minerales del grupo de los APS en estos sedimentos tiene una gran importancia debido a sus posibles implicaciones paleoambientales. Los criterios petrográficos y texturales indican que estos minerales son fases autigénicas formadas durante las primeras etapas de la diagénesis, cuyas posibles fuentes de Sr y S hemos tratado de determinar mediante los análisis isotópicos.

Mediante matrices de correlación se han establecido las relaciones entre los elementos Si, Ca, P, Sr, La y Ce. Estas relaciones nos indican que, en general, no hay una relación significativa entre la sílice y el P, Sr, La y Ce, salvo en la Formación Cañizar, aunque en este caso la correlación es negativa y menor a 0.9. Es decir, que en la Formación Cañizar en la Cordillera Ibérica, parece que hay una relación inversa entre la presencia de sílice y la presencia de fosfatos. Tampoco hay una relación significativa entre el Ca y el resto de los elementos en ninguno de los tres sectores diferenciados, y sin embargo sí la hay entre los elementos P, Sr, La y Ce, todos ellos pertenecientes a fases minerales como fosfatos detríticos y minerales del grupo de los APS.

En la Formación Cañizar hay una mayor relación entre P y Sr, que en el caso de la Formación Eslida y de las unidades de la Cordillera Costero Catalana, lo que podemos relacionar con la presencia de minerales APS, en cuya estructura se encuentran estos dos elementos principalmente. Esto parece confirmarse con un aumento de la correlación entre P, La y Ce en estas unidades en las que baja la relación Sr:P, que podemos asociar con un aumento de los fosfatos detríticos como monacita.

Además, las variaciones en las concentraciones de elementos como P, Sr, La y Ce mostradas a lo largo de las columnas estratigráficas (Figs. 8.7 y 8.8), parecen estar relacionadas con un aumento, en estos niveles, de las fases minerales que contienen estos elementos, como serían los fosfatos detríticos o los minerales del grupo de los APS. Aunque no se han cuantificado este tipo de fases, en vista de esta representación parece que hay una mayor concentración de ellos en la Formación Cañizar, que en la Formación Eslida o en la Cordillera Costero Catalana.

Para determinar el origen del Sr se han realizado análisis isotópicos de Sr sobre roca total, por lo que hay que tener en cuenta que la signatura isotópica va a consistir en una mezcla de fuentes. Por un lado hay presencia de Sr en minerales del grupo de los APS y, por otro, en minerales como las micas o feldespatos potásicos, relacionado con la desintegración del <sup>87</sup>Rb, el cual entra en su estructura sustituyendo al K. Según los resultados obtenidos podemos

establecer que hay una mayor influencia de  $^{87}\text{Sr}$  en las muestras de la Formación Eslida, cuya relación de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  es más alta (entre 0,7247-0,7105) que en el caso de la Formación Cañizar (cuya relación se encuentra entre 0,7131-0,7099).

Por otra parte en los gráficos en los que se representa la concentración de Sr frente a la relación isotópica (Fig. 8.13 y 8.14), observamos que los valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  disminuyen ligeramente con el aumento en la concentración de Sr, por lo que parece que el descenso en la relación isotópica de Sr está influido por un aporte externo, diferente al procedente del área fuente y cuya signatura isotópica tiene que ser menor, ya que el resultado es un descenso del valor total y cuya influencia es mayor en la Formación Cañizar, que en la Formación Eslida.

El valor medio de la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de las rocas siliciclásticas en la corteza continental es de 0,724 (Allègre, 2008), más alto que el medido en nuestras muestras. Por lo tanto, es preciso proponer fuentes cuya relación isotópica sea más baja, de modo que disminuya la relación isotópica total. Entre las posibles fuentes de Sr discutidas en el capítulo anterior, tanto la influencia de un aerosol de origen volcánico como la de origen marino cumplirían con este requisito.

La signatura isotópica de basaltos oscila entre valores de 0,702-0,705 (Allègre, 2008), aunque no hemos encontrado evidencias petrográficas de vidrios volcánicos u otros minerales que puedan confirmar esta hipótesis. Sin embargo, no podemos descartar totalmente esta hipótesis ya que las cineritas volcánicas pueden meteorizarse sin dejar visualmente evidencias en la roca preexistente, pero sí dar lugar a elevadas concentraciones de ciertos elementos, como Sr, P o Ba (Tripplehorn y Finkelman, 1990).

Por otra lado, la signatura isotópica del agua marina ha ido variando a lo largo del tiempo (Prokoph et al., 2008). Durante el Triásico el valor de la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  fue aumentando desde el Pérmico hasta llegar a 0,7082 en el Olenekiense debido a una mayor aporte de aguas continentales hacia el océano, relacionado con una disminución de la vegetación. Posteriormente, una vez que se fue recuperando la cobertura vegetal, la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  fue descendiendo nuevamente hasta valores de 0,7075 en el Ladiniense (Korte et al., 2003). Aunque los sedimentos estudiados son de tipo continental, hay trabajos en lagos australianos actuales, como el lago Tyrell situado a 150 Km del mar, en los que se describe la influencia de aerosoles con sales marinas bajo climas áridos, en las relaciones isotópicas de alunita y jarosita (Bird et al., 1989; McArthur et al., 1989; Alpers et al., 1992; Long et al., 1992). Los APS pertenecen al mismo grupo mineral, y precisarían condiciones similares de formación. Además, el clima en la zona de estudio también sería compatible con esta interpretación. De hecho, la zona correspondería a áreas elevadas, expuestas a los vientos procedentes del Mar de Thetys (Fluteau et al., 2003; Preto et al., 2010).

Otro posible aporte externo de Sr cuya relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  fuese menor, podría ser mediante aguas que percolasen arrastrando Sr de la Formación Landete (facies Muschelkalk), estratigráficamente por encima de las unidades objeto de estudio. Esta formación es de origen marino y su signatura isotópica en la Cordillera Ibérica varía entre 0,7080-0,71130 (Calvet et al., 2001). Observamos que no hay diferencias entre las relaciones isotópicas de la Formación Cañizar entre el sector A, en el que el Muschelkalk se deposita directamente sobre esta formación, y el sector B, en el que entre estas dos unidades se encuentra la Formación Eslida. Además, esta formación descrita en capítulos anteriores, tiene una gran cantidad de lutitas, las cuales actuarían como niveles impermeables reteniendo los fluidos que percolaran a través de ella, y sin embargo las mayores concentraciones de Sr se dan en la parte inferior de la Formación Cañizar. Por ello, consideramos esta hipótesis, por el momento, menos probable que la de un origen volcánico o marino.

Los valores obtenidos de  $\delta^{34}\text{S}$  (entre 10,4 y 14,3‰) coinciden con los valores marinos del Carbonífero-Pérmico (Prokoph et al., 2008), sin embargo no tenemos ningún indicio de que entre las posibles áreas fuente de éstas unidades se encuentre este tipo de sedimentos. Tanto los fragmentos de roca encontrados de tipo plutónico y metamórfico, como los tipos de turmalinas (chorlos y dravitas) indican áreas fuente ígneas y metamórficas, no marinas o evaporíticas, lo que nos lleva a descartar que provengan del reciclaje de evaporitas. Además, la aparición de minerales APS también en la Cordillera Costero Catalana, cuyas áreas fuente son distintas a las de la Cordillera Ibérica, nos lleva también a descartar un área fuente común para ambas cordilleras. Por lo tanto, parece que en el origen del S tampoco se debe a una fuente única.

Al igual que en el caso del Sr, los valores isotópicos del agua del mar han ido variando en función del tiempo (Claypool et al., 1980; Strauss, 1997; Kampschulte y Strauss, 2004; Prokoph, et al., 2008). Los valores isotópicos que corresponden a los valores marinos medios, en sulfatos, del Triásico Inferior-Medio son ligeramente superiores a nuestros resultados  $\delta^{34}\text{S} \approx +28,3 \text{‰} / 21,5 \text{‰}$  (Claypool, 1980; Kampschulte y Strauss, 2004, respectivamente). En este caso, su llegada podría explicarse mediante el mismo mecanismo que en el caso del Sr, es decir, mediante un aerosol marino bajo un clima cálido con alta evaporación, como los descritos actualmente en lagos del sur de Australia, lo cual es coherente con las condiciones descritas durante el Triásico Inferior en esta zona de la Península Ibérica (Bourquin, et al, 2011). Sin embargo, tendríamos que contar con otro aporte de S con una menor signatura isotópica, que disminuyera la signatura marina original.

De las posibles fuentes con una menor signatura isotópica, hemos descartado el aporte el hidrotermal debido a los criterios petrográficos expuestos en el capítulo anterior en el que consideramos la formación de los minerales APS en etapas tempranas de la diagénesis. Por otra parte, los análisis isotópicos de las muestras tratadas con hipoclorito sódico, no difieren

de las muestras sin tratar, lo cual indica que actualmente no hay una presencia significativa de sulfuros, siendo los minerales APS los únicos que contienen S en su composición. Sin embargo, se ha observado cómo los minerales APS se encuentran intercrecidos con óxidos de hierro, también con morfologías pseudocúbicas (Fig. 7.44), incluso se ha encontrado un pequeño grano de pirita en la columna de Río Mayor. Por lo tanto, aunque actualmente no hay evidencias de piritas, es probable que hubiese presencia de éstos minerales en las rocas, los cuales muestran una signatura isotópica variable, aunque generalmente negativa (Rollinson, 1993; Hoefs 2004). Por otra parte la oxidación de estos minerales favorecería localmente la acidificación del medio, contribuyendo así a la disminución del pH, necesario para la disolución de los fosfatos detríticos y la precipitación de los minerales del grupo de los APS.

Por otro lado, los valores procedentes de fuentes volcánicas tienen una signatura  $\delta^{34}\text{S} \approx 0$ , (Rollinson, 1993). Hay numerosos trabajos en los que atribuyen el retardo en la recuperación biótica tras la crisis del límite Pérmico-Triásico debido a erupciones volcánicas (Twitchett, 1999; Galfetti et al., 2007b; Payne y Kump, 2007) lo que apoyaría esta hipótesis, que además favorecería las condiciones ácidas necesarias para la formación de APS, mediante la precipitación de lluvia ácida. Sin embargo, como hemos mencionado, no tenemos evidencias de dicha influencia volcánica en nuestras rocas.

Por tanto, los datos isotópicos parecen indicar que, para explicar las posibles fuentes de Sr y S en los minerales APS, es preciso considerar la influencia de aportes de origen externo combinados con la de los minerales preexistentes en la roca (micas, piritas, etc.). Entre los posibles aportes externos podemos citar: a) influencia marina indirecta, como aerosoles procedentes de la evaporación de agua de mar, b) influencia marina directa, relacionada con la entrada de mar durante el Triásico Medio, o c) la influencia de un aerosol volcánico. Con los datos disponibles, la hipótesis más probable sería la que combina el aerosol de origen marino con la influencia de minerales preexistentes, aunque no hay datos determinantes para descartar las otras posibilidades. En cualquier caso es difícil establecer la influencia de cada fuente ya que al no haberse podido, hasta el momento, cuantificar la cantidad de minerales APS presentes en las rocas, no podemos hacer balances de masas que nos permitan modelizar la influencia de las diferentes fuentes.

### **8.5.2 PROCEDENCIA DE LOS SEDIMENTOS ESTUDIADOS**

Los resultados obtenidos de los análisis de tierras raras, isótopos de U-Pb e isótopos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  nos aportan información sobre la procedencia de los sedimentos estudiados. Aunque no es el objetivo principal de la presente memoria, hemos querido destacar brevemente las implicaciones que se extraen de ellos.



Las pautas de tierras raras en rocas sedimentarias están relacionadas con el área fuente de la que proceden, no siendo apenas afectadas por procesos posteriores de metamorfismo e hidrotermalismo (McLennan, 1989; Rollinson, 1993), siendo las arcillas y los minerales accesorios las principales fuentes de tierras raras en los sedimentos.

En nuestro caso, las pautas coinciden con otras descritas para sedimentos fluviales tanto actuales (Yang et al., 2002; Sultan y Shazili, 2009) como Triásicos (Coney et al., 2007) y al igual que en estos casos, reflejan la influencia del área fuente de la que proceden los sedimentos. No se aprecian cambios en las pautas de tierras raras entre unas zonas y otras del área de estudio. Entre las distintas unidades, tampoco hay diferencias significativas, siendo las concentraciones de la Formación Eslida (Cordillera Ibérica) y Unidad El Figaró (Cordillera Costero Catalana), ligeramente superiores que los de la Formación Cañizar y Unidad Eramprunyà (Cordillera Ibérica y Cordillera Costero Catalana, respectivamente), debido a que la litología de estas últimas es, en general, de mayor tamaño de grano y con menor proporción de niveles lutíticos.

Sin embargo, aunque aparentemente no parece que haya un cambio en la composición de las áreas fuente debido a la homogeneidad de los resultados de tierras raras, las poblaciones de circones detríticos apuntan a un cambio en la procedencia de los sedimentos de la Cordillera Ibérica, a partir del tercio superior (subunidades C5 y C6) de la Formación Cañizar. Así, en la parte inferior predominan los circones con edades entre 520-750 Ma. y, sin embargo, en la parte superior de la formación, hay un cambio importante en la procedencia, siendo la población de circones de edad 290-360 Ma. la más importante proporcionalmente sobre el resto. Esto lleva implícito un cambio de la localización de las áreas fuente. Inicialmente estarían situadas al NW del orógeno varisco y alejadas de él, cambiando posteriormente a áreas fuente más próximas localizadas en el núcleo del arco Ibero-Armoricano (Sánchez-Martínez et al., en prensa). La localización de las áreas fuente al NW de la Cordillera Ibérica, coincide con los estudios previamente publicados por Arribas et al. (1985) en los que relacionan la procedencia de estos materiales con el desmantelamiento del Macizo Ibérico.

También se observa un cambio isotópico entre la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre la Formación Cañizar y la Formación Eslida en la Cordillera Ibérica. Al comparar los valores obtenidos, vemos una gran diferencia entre los valores de una y otra formación. Los valores de medidos en la Formación Eslida (anexo VI, tabla 1) son considerablemente más altos ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7190-0,7422$ ) que los de la Formación Cañizar ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7105-0,7158$ ). Sin embargo, si comparamos los mismos valores pero recalculados al Triásico (anexo VI, tabla 1), es decir el contenido en Sr que tendría la roca hace 247 Ma., vemos que las diferencias no son tan altas. Todo ello nos indica que hay un cambio en el área fuente, la cual, en el caso de la Formación Eslida tiene una composición con un mayor aporte de minerales que contienen  $^{87}\text{Rb}$ , cuya desintegración hace que aumente la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  con el tiempo, sin poder precisar más

sobre su origen o composición, por el momento.

Este cambio en la procedencia entre las unidades inferiores y superiores, también ha sido identificado en estudios previos como el de Gómez-Gras (1993) realizado en el SE de la Cordillera Ibérica. Las implicaciones regionales que tienen estos cambios se discutirán más adelante, en relación con el resto de datos sedimentológicos.

De cara al futuro, sería necesario plantearnos un estudio más en profundidad en el futuro, extendiendo el análisis de circones detríticos tanto a la Formación Eslida como a la Cordillera Costero Catalana para poder establecer con mayor exactitud las áreas fuente de estas unidades.



## **9. Discusión**





## **9. DISCUSIÓN**

En la presente memoria se muestra el trabajo multidisciplinar desarrollado en la zona SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y en la Cordillera Costero Catalana, en el que se ha realizado un estudio de los sedimentos continentales depositados en estas dos zonas geográficas, durante el comienzo del Triásico (facies Buntsandstein). El objetivo es el de buscar indicadores sedimentarios, mineralógicos, geoquímicos y paleontológicos que nos marquen el comienzo de la recuperación biótica tras la crisis acontecida durante el tránsito Pérmico-Triásico y las variaciones en las condiciones paleoambientales y geoquímicas en las que se produjo.

Esta crisis paleoambiental tuvo una gran repercusión sobre la vida del planeta, la cual se vio severamente afectada, extinguiéndose una gran cantidad de grupos de flora y fauna, tanto en ambientes marinos como continentales (Martin y Mac Dougall, 1995; Wignall y Twitchett, 2002; Benton, 2003; Erwin, 2006). No es el objetivo de este trabajo entrar a analizar las causas de esta crisis biótica, sino ver cómo fue la recuperación de la vida en esta zona de la Península Ibérica y su relación con posibles cambios ambientales, debido al cese de unas condiciones alteradas que impedían su desarrollo. Para ello, se han ido empleando por primera vez en estos sedimentos y dentro de Europa occidental, diferentes disciplinas y técnicas combinadas cuyos resultados parciales se han ido desarrollando en los sucesivos capítulos y pasamos a discutir a continuación.

Trabajos previos indican que el contexto geológico en el que nos encontramos pertenece a un sistema de cuencas de tipo rift, las cuales se han ido desarrollando y rellenado por sedimentos continentales desde el Pérmico hasta el comienzo del Triásico Medio, momento en el que se produce la llegada de la transgresión del Tethys desde el E (López-Gómez et al, 1998; Arche y López-Gómez 1996 y 2005).

Tanto la Cuenca Ibérica (zonas A y B) como la Cuenca Costero Catalana (zona C), se han dividido en diferentes subzonas (A, B1, B2, Ca1, Ca2, Ca3) debido a su diferente evolución tectónica y relleno sedimentario. Esto, sumado a la falta de fósiles que nos permitan datar con precisión las unidades objeto de estudio, hace que no sean correlacionables entre sí. Sin embargo, hay tres discontinuidades que pueden continuarse por toda la Cordillera Ibérica y que tendrían su equivalente en la Cordillera Costero Catalana, lo que nos ha permitido identificar unos ciclos sedimentarios similares en ambas.

El límite inferior de los sedimentos estudiados, está marcado por la discontinuidad entre los sedimentos de edad Pérmica (o el basamento Paleozoico cuando estos sedimentos no aparecen representados) y los sedimentos Triásicos, marcando una importante interrupción sedimentaria y el comienzo de un nuevo ciclo de sedimentación. El límite superior de las unidades estudiadas se encontraría representado por la transgresión del Tethys, por lo que marcaría un cambio en el tipo de sedimentación de continental a marina en el E de la Península Ibérica. Estas dos discontinuidades limitan la secuencia estratigráfica del comienzo del ciclo Triásico, tanto en la Cuenca Ibérica como en la Cuenca Costero Catalana (López-Gómez et al., 2002 y 2005; Calvet y Marzo 1994).

Esta secuencia se encuentra representada por una o dos unidades dependiendo de la subzona estudiada. En el caso de la Cordillera Ibérica se trata de la Formación Cañizar y, dispuesta estratigráficamente por encima de ella, la Formación Eslida, la cual sólo aparece representada

al E de la cuenca (en el sector B) (Fig. 4.1). En la Cordillera Costero Catalana, estas unidades son diferentes en cada uno de los tres dominios en los que fue dividida la cuenca por Marzo (1980) y además han sido ligeramente modificadas en este trabajo (Fig. 4.2). Se trata de las unidades Prades Inferior y Prades Superior, en el dominio de Miramar-Prades-Priorat, las unidades Eramprunyà y La Creu de L'Aragall, en el dominio de Garraf y las unidades de la Megasecuencia de la Riera de Sant Jaume y El Figarò en el dominio Montseny-Llobregat.

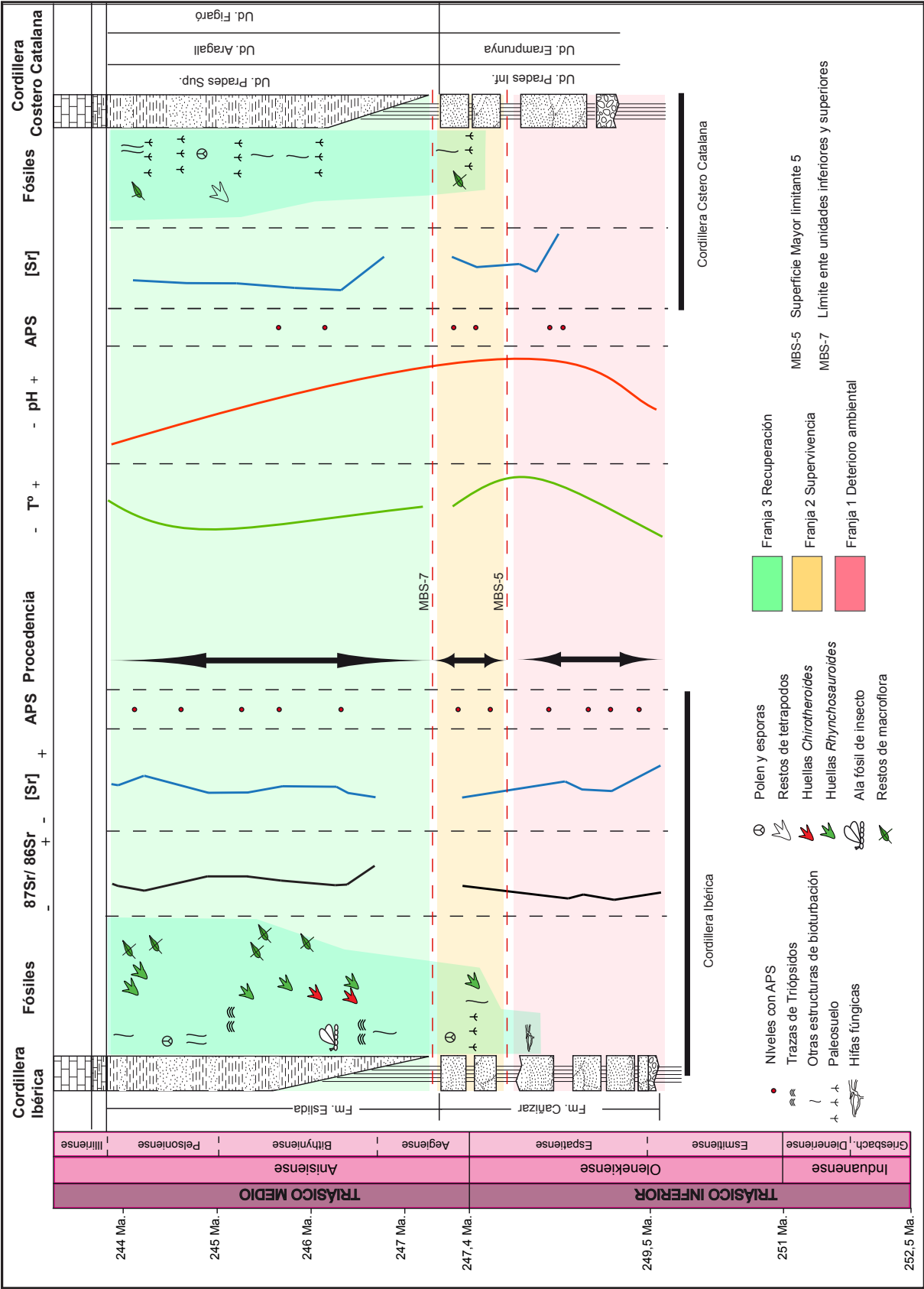
El límite entre las unidades inferiores y superiores (MBS-7), implica una interrupción sedimentaria en ambas cuencas y un cambio en el tipo de sedimentación, por lo que también se ha considerado como un límite equivalente entre las diferentes zonas (Fig. 9.1). Por lo tanto, aunque las unidades estudiadas no se consideren correlacionables entre sí, sí que se han considerado como unidades equivalentes, relacionadas con pulsos tectónicos mayores, los cuales pueden observarse también en otras zonas del SW de Europa (Bourquin et al., 2011).

Pese a la escasa presencia de datos cronoestratigráficos en las unidades superiores, los restos de microflora encontrados en las unidades situadas estratigráficamente por encima (facies Röt) y en contacto transicional con las unidades de estudio, indican una edad Anisiense medio-superior (Pelsoniense-Illiriense). Por lo tanto, la edad de las unidades superiores se considera Anisiense medio (Pelsoniense-Bithyniense) pudiendo llegar hasta Anisiense inferior (Aegienense) en la base, en el caso de las zonas con un mayor desarrollo de estas unidades (Fig. 9.1).

En cuanto a las unidades inferiores, los datos palinológicos y magnetoestratigráficos indican una edad Anisiense inferior (Aegienense) en la parte superior de la Formación Cañizar, de la Cordillera Ibérica y Olenekiense (Espatiense) para la megasecuencia de la Riera de Sant Jaume, de la Cordillera Costero Catalana. Sin embargo, aunque se ha hecho una estimación de la base de la Formación Cañizar, obteniendo para ella una edad Espatiense (posiblemente hasta Esmitiense) (Fig. 9.1). Estas determinaciones nos han permitido jalonar la edad de las unidades estudiadas entre el Olenekiense (Triásico Inferior) y el límite Pelsoniense-Illiriense (Triásico Medio-Superior). No obstante, no se ha podido establecer con mayor precisión su límite inferior por falta de más datos cronoestratigráficos.

Esta falta de datos puede deberse a varios factores. Por un lado, el comienzo del Triásico viene marcado por una ausencia generalizada de restos fósiles, debido a la persistencia en el deterioro de las condiciones ambientales tras la crisis biótica del tránsito Pérmico-Triásico. Por otro lado, es importante destacar los posibles sesgos tafonómicos debidos al carácter detrítico de los materiales estudiados, principalmente areniscas depositadas por sistemas fluviales de cierta energía y eólicos, relacionados entre sí, los cuales no favorecen la conservación de restos fósiles.

El ciclo Triásico en la Cordillera Ibérica es básicamente de tipo fluvial (braided de arenas, y ocasionalmente de gravas y arenas) con una pequeña influencia de sedimentos eólicos en la parte intermedia de la Formación Cañizar (subunidades C3 y C4), volviendo a ser predominantemente fluvial a techo de la misma, por encima de la superficie mayor MBS-5 (Fig. 9.1). Esta influencia eólica es mayor hacia el E de la zona de estudio, siendo particularmente importante en la zona de Benicassim, en la que encontramos estructuras bien desarrolladas. Tras el periodo de discontinuidad entre ambas unidades (MBS-7), en la Formación Eslida se aprecia un cambio importante respecto a la unidad inferior. En este caso todos los depósitos son de tipo fluvial (braided y meandriiformes de arenas con amplias llanuras de inundación) con una



reactivación del sistema hacia techo de la unidad (subunidad E5) dando lugar a estructuras de mayor energía.

En el caso de la Cordillera Costero Catalana, su evolución vertical es bastante similar a la de la Cordillera Ibérica. También hay un predominio de depósitos fluviales de tipo braided de arenas, y de arenas y gravas en las unidades inferiores que evolucionan a sistemas fluviales braided de arenas y meandriformes, en las unidades superiores. Sin embargo, dentro de esta cuenca, hay un mayor predominio de los depósitos eólicos, en las unidades inferiores, respecto a la Cordillera Ibérica. Las mayores diferencias se producen lateralmente, dando lugar a un cambio desde sistemas puramente fluviales en el dominio situado al NE de la cuenca (Montseny-Llobregat), pasando por una zona fluvial con influencia eólica (dominio de Garraf), hasta un sistema eólico con aportes fluviales intermitentes, en la parte situada al SW de la cuenca (dominio de Miramar-Prades-Priorat) (Fig. 4.16).

Esta sucesión en los sistemas sedimentarios indica también un cambio en las condiciones climáticas, las cuales condicionan el tipo de depósito. Vemos que inicialmente hay una evolución hacia condiciones cada vez más cálidas y áridas, cuyo momento de mayor desarrollo se produce durante el depósito de la parte media de la Formación Cañizar (Cordillera Ibérica) y la Unidad Prades Inferior (Cordillera Costero Catalana). Por encima del límite MBS-5, estas condiciones comienzan a suavizarse hasta evolucionar hacia otras de menor aridez, en la parte superior de estas unidades y fundamentalmente durante la sedimentación de las unidades superiores. En éstas últimas, hay una mayor humedad que se manifiesta en el desarrollo de zonas encharcadas efímeras y desarrollo de suelos, hasta llegar al momento máximo en el que se produce una reactivación del sistema y el depósito de canales de gran envergadura (subunidad E5, en la Cordillera Ibérica, tramo superior en la Unidad El Figaró de la Cordillera Costero Catalana). Finalmente, se produce una influencia marina debido a los primeros pulsos de la transgresión del Tethys con un nuevo aumento de las condiciones áridas marcadas por desarrollo de pseudomorfos de sales debido a la alta tasa de evaporación.

Estos cambios en el clima y en el ambiente de sedimentación, tienen su reflejo también en cambios en la procedencia de los materiales. Las paleocorrientes en la Cuenca Costero Catalana tienen unas direcciones principales que varían entre SE y SW, con áreas fuente relativamente cercanas (Marzo, 1980) de composición granítico-gnéisica y plutónicas (Gómez-Gras, 1993b).

En el caso de la Cordillera Ibérica, los fragmentos de roca descritos en lámina delgada como los tipos de turmalinas encontradas, indican unas áreas fuente plutónicas y metamórficas. Aunque los resultados de los análisis de tierras raras (REEs) no indiquen ninguna variación composicional en las áreas fuente de las distintas unidades, los resultados obtenidos a partir de los datos isotópicos de Sr, junto con los datos de paleocorrientes medidos, nos marcan un cambio en la procedencia de las unidades Cañizar y Eslida desde el NW al N.NW, respectivamente. Además, el estudio preliminar de edades (U-Pb) en circones detríticos realizado en la Formación Cañizar (Cordillera Ibérica), nos marca también un cambio en las áreas fuente dentro de esta unidad, desde áreas externas del Macizo Hercínico, a otras con una influencia del núcleo del arco Ibero-Armoricano (Sánchez-Martínez et al., enviado). Este cambio se encontraría en el tercio superior de la unidad, y parece estar relacionado con la discontinuidad o superficie limitante mayor-5 (MBS-5) de esta formación, la cual afecta regionalmente a toda la zona de estudio de la Cordillera Ibérica.

Las dos litologías principales que encontramos en las unidades estudiadas son areniscas y lutitas. Las primeras son la litología predominante de las unidades inferiores (Fm. Cañizar, en la Cordillera Ibérica y Uds. Prades Inferior y Eramprunyà en la Cordillera Costero Catalana), mientras que en las unidades superiores (Fm. Eslida, en la Cordillera Ibérica y Uds. Prades Superior, La Creu de L'Aragall y El Figarò, en la Cordillera Costero Catalana), hay una importante intercalación de niveles lutíticos entre las areniscas.

Las areniscas se han clasificado como subarcosas, principalmente, y cuarzoarenitas, sublitoarenitas y arcosas en menor medida (Pettijohn, 1975). Como minerales constituyentes del esqueleto además de cuarzo, feldespatos, micas y fragmentos de roca, contienen una menor proporción de minerales accesorios detríticos como turmalinas, monacitas, xenotimas y apatitos, y otros autigénicos como óxidos de hierro y fosfato-sulfato aluminicos ricos en Sr y Ca o minerales del grupo de los APS. Los minerales del esqueleto están rodeados por matriz arcillosa o distintos cementos como cemento pelicular de óxidos de hierro, cemento de feldespato y cemento de cuarzo. Además, en algunos casos, feldespatos y micas se encuentran alterados a ilita y caolinita, una alteración que se hace más importante al E de la zona de estudio. Tanto las lutitas como la fracción arcillosa de las areniscas, están formadas fundamentalmente por ilita, aunque en ocasiones podemos encontrar cierta proporción de caolinita, más abundante en el E, coincidiendo con la mayor alteración de feldespatos y micas.

De los componentes minerales de estas rocas, cabe destacar los fosfato-sulfato aluminicos o pertenecientes al grupo de los APS, cuya presencia en rocas sedimentarias no suele ser habitual (Dill, 2001). En nuestro caso, estos minerales han sido descritos y estudiados en detalle por primera en el Triásico de la Península Ibérica, tanto en la Cordillera Ibérica como en la Cordillera Costero Catalana. Se encuentran distribuidos a lo largo de las secciones de base a techo, independientemente de si se trata de facies fluviales o eólicas.

Estos minerales tienen composiciones intermedias entre fosfatos y sulfatos (con una relación P/S aproximada de 4:1) con Ca y principalmente Sr, proyectándose entre los términos crandallita, woodhouseita, goyacita, svanbergita (Fig. 7.49). Se encuentran precipitando en la porosidad primaria, en forma de pequeños cristales pseudocúbicos de 2-3  $\mu\text{m}$  o como agregados policristalinos reemplazando fragmentos líticos, a veces intercrecidos con óxidos de hierro. Suelen estar asociados con caolinita de formación temprana, rodeados por cementos tardíos como el cemento de cuarzo, e impiden la compactación mecánica de los fragmentos de roca a los que reemplazan. Por ello, en vista de su relación textural con el resto de fases, consideramos que su formación es relativamente temprana dentro de la secuencia diagenética, relacionada con la percolación y circulación de fluidos meteóricos. Todas estas características junto con una amplia presencia en todo el área de estudio, permite descartar un posible origen hidrotermal.

El contenido medio en estroncio de areniscas y lutitas se encuentra entre 20 y 300 ppm (Faure, 1986). Sin embargo la concentración de Sr medida en algunas de las muestras de las unidades objeto de estudio tienen valores de hasta 3.400 ppm. Además, los análisis químicos realizados en roca total y en diferentes minerales como apatitos o micas, indican que las fases en las que se encuentran asociados P y Sr, son principalmente los minerales APS. Por otro lado, aunque no se ha podido hacer una cuantificación de estos minerales en las unidades estudiadas, consideramos que su presencia (en la Cordillera Ibérica) debe ser mayor en la Formación Cañizar que en la Formación Eslida (estratigráficamente por encima), debido a que en la primera la concentración de Sr en las rocas es considerablemente mayor y la relación P/Sr, es práctica-



mente igual a 1.

La formación de estos minerales implica unas condiciones de acidez (Spötl, 1990; Dill, 2001), que favorecerían la disolución de feldespatos, micas y fosfatos detríticos presentes en las rocas, proporcionando la fuente de fósforo necesaria para la precipitación de estos minerales, junto con la formación de caolinita. La notable ausencia de restos fósiles en estos sedimentos, marcada sobre todo en la parte inferior de las series estudiadas, nos lleva a descartar como posible fuente de fósforo la hipótesis de la disolución de huesos u otros fósiles. El calcio procedería de la alteración de plagioclasas y apatitos, poco abundantes en estos sedimentos, lo cual es coherente con la baja proporción de este elemento en los APS.

En cuanto al origen del Sr y el S, a la vista de los resultados isotópicos, parece claro que proceden de la mezcla de varias fuentes. Por un lado, estarían los aportes por disolución de otras fases minerales preexistentes en las rocas como micas, feldespatos y piritas, heredados del área fuente. Sin embargo, estas fuentes no bastan por sí solas para explicar la signatura isotópica obtenida de las relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $\delta^{34}\text{S}$ . Por ello consideramos que debe haber algún tipo de aporte externo de estos elementos a la cuenca. Por otro lado, la presencia de minerales APS tanto en la Cordillera Ibérica como en la Cordillera Costero Catalana, cuyas áreas fuente no tiene la misma procedencia, e incluso los resultados anteriormente expuestos sobre los cambios de áreas fuente en los sedimentos de la Cordillera Ibérica y su presencia indistinta en facies fluviales o eólicas, parecen apoyar la hipótesis de que haya otras fuentes de Sr y S externas a las cuencas y que afectaron a todas las zonas.

En el caso del Sr, vemos que la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  es menor cuanto mayor es el contenido en Sr total en la roca, lo que indica que la fuente externa debe tener una relación isotópica menor que la aportada por los minerales detríticos. Lo contrario sucede en el caso del S. La signatura de las piritas tiene generalmente valores negativos (Rollinson, 1993; Allègre, 2008), por lo que necesitamos un aporte externo positivo para obtener los valores de  $\delta^{34}\text{S}$  medidos.

Hemos ido descartando diferentes posibilidades de fuentes externas de Sr y S, en función de los resultados geoquímicos y del contexto sedimentario en el que se han depositado estos sedimentos, como el origen hidrotermal debido al carácter temprano de los minerales APS. La percolación de fluidos procedentes de las unidades en facies Muschelkalk, tampoco nos parece la hipótesis más probable al darse las mayores concentraciones de Sr en la base de Formación Cañizar, independientemente de que sobre ella se encuentre representada la Fm. Eslida, en la que hay una gran abundancia de niveles lutíticos impermeables (Sector B y A, respectivamente).

Por lo tanto, parece que las fuentes más probables de Sr y S son aerosoles volcánicos y/o una influencia marina. En el primer caso, los aerosoles volcánicos podrían explicar la bajada en la relación isotópica de estroncio, y parte de las condiciones de acidez del medio, sin embargo este proceso por sí solo, no podría explicar los valores de  $\delta^{34}\text{S}$ , que junto con la oxidación de piritas, seguirían siendo más bajos que los valores medidos en las muestras. En el caso de una influencia marina, en vista de las estructuras sedimentarias, los elementos arquitecturales definidos (de origen fluvial y eólico) y los datos paleogeográficos conocidos, no parece que haya evidencias de que ésta haya sido de forma directa. Sin embargo, cabe la posibilidad de que haya podido ser de forma indirecta por influencia de aerosoles marinos debidos a la evaporación del agua del mar y a su arrastre hacia el interior por acción del viento desde el E. Esto daría como

consecuencia un descenso en la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y un aumento del  $\delta^{34}\text{S}$ .

Hay trabajos en los que se relaciona el deterioro de las condiciones ambientales del comienzo del Triásico con la actividad volcánica (Benton, 2003; Erwin, 2006; Galfetti et al., 2007b; Payne y Kump, 2007) y otros en los que se describe la influencia de sales marinas en lagos alejados hasta 150 Km de la costa (Alpers et al., 1992; Long et al., 1992), por lo que con los datos que tenemos hasta el momento no podemos descartar por ahora ninguna de las dos posibilidades, o que ambos mecanismos funcionasen al mismo tiempo.

Estos mecanismos propuestos para explicar los cambios mineralógicos y geoquímicos serían coherentes con los resultados sedimentológicos y mineralógicos descritos. Todos ellos parecen indicar que, a comienzos del ciclo de sedimentación Triásico, las condiciones ambientales eran bastante extremas, en las que se desarrollaron depósitos fluviales y eólicos bajo un clima cálido y árido, que favorecería la evaporación, junto con un importante régimen de vientos, como señalan Fluteau, et al. (2003) y Preto et al. (2010), para esta zona. La influencia intermitente de estos aerosoles (volcánicos o marinos), daría lugar la precipitación de minerales del grupo de los APS relacionados con aguas meteóricas, que presentan un valor de pH reducido, en sucesivos niveles que marcarían diferentes pulsos. Posteriormente, estas condiciones irían cambiando hacia un clima de mayor humedad y estacionalidad, reflejándose también en una variación en el estilo fluvial, con un mayor desarrollo de llanuras de inundación y una desaparición de las facies eólicas. Aunque no hay una desaparición completa de los minerales del grupo de los APS a techo, sí parece haber una disminución en la cantidad de estos en la Formación Eslida, lo cual indicaría el descenso de la acidez en los fluidos que percolan en profundidad. Esto se ve reflejado además, en la aparición de fases carbonáticas y en el desarrollo de paleosuelos incipientes en las unidades superiores (Eslida y El Figaró).

De igual manera, todos estos cambios también están relacionados con la aparición de restos fósiles y, por lo tanto, con la recuperación biótica en esta zona de la Península Ibérica (Fig. 9.1). En la Cordillera Ibérica, la primera aparición de indicios de actividad biótica y restos paleontológicos se produce en la parte superior de la Formación Cañizar (subunidades C5-C6) a partir de la superficie MBS-5 anteriormente señalada, en la que encontramos los primeros restos de materia orgánica carbonizada, indicios de bioturbación por parte de organismos invertebrados, una asociación de polen y esporas, un incipiente paleosuelo y rastros de tetrápodos. En estos dos últimos casos se trata, además, de los primeros descritos para el Triásico en la Península Ibérica (Fig. 9.1). Por el contrario, en las subunidades estratigráficamente por debajo (C1-C4), no hay descritos, por el momento, indicios de restos paleontológicos, sólo se han encontrado (en la subunidad C4 en Talayuelas) unas estructuras que podrían corresponderse con hifas fúngicas. Hay autores (Steiner, 2003; Selbmann et al., 2005) que relacionan un aumento de este tipo de organismos oportunistas durante períodos de deterioro ambiental también durante el Triásico Inferior en la cuenca de Karoo. Al igual que en este caso, estarían desarrollándose en ambientes extremos de cierta acidez, en los que aún no habría podido desarrollarse la recuperación biótica de otros organismos.

La aparición de restos paleontológicos, se hace cada vez más frecuente a lo largo de la Formación Eslida, con la presencia de abundantes restos de macroflora, huellas de tetrápodos, paleosuelos, bioturbación producida por organismos invertebrados, e incluso de un ala completa de insecto, la primera descrita en el Mesozoico de la Península Ibérica. Las asociaciones macroflorísticas encontradas nos marcan un ambiente estacional, con periodos más húmedos

que en el caso de la Formación Cañizar, coincidente con el cambio que veíamos en el tipo de sedimentación de mayor a menor influencia de los sistemas eólicos sobre los fluviales.

En la Cordillera Costero Catalana hemos encontrado una sucesión similar a la de la Cordillera Ibérica, es decir, no se han encontrado indicios bióticos en la parte inferior de las unidades inferiores (Areniscas de Prades Inferiores y Eramprunyà, en los dominios de Miramar-Prades-Priorat y Garraf, respectivamente). El primer resto que encontramos se encuentra en el tercio superior de la Unidad Eramprunyà, en el que aparece un ejemplar de *pleuromeia* (Fig. 9.1), una especie oportunista descrita en las primeras asociaciones de flora triásicas, después de la crisis biótica de límite P-T (Grauvogel-Stam y Ash, 2005). Se trata del resto de flora más antiguo encontrado en el Mesozoico de la Península Ibérica. Además, es en este tercio donde también se empiezan a reconocer los primeros signos de bioturbación por organismos invertebrados. Ya en la Unidad el El Figarò se encuentran fósiles de tetrápodos, junto con más restos de macroflora y el desarrollo de paleosuelos.

La ausencia y, posteriormente, la aparición de la vegetación, estaría relacionada no sólo con el cambio desde un clima más cálido y árido hacia otro más estacional con mayor humedad, sino que además marca un cambio en el tipo de sedimentación y estilo fluvial (Davies y Gibling, 2010) junto con las variaciones en la acidez antes mencionadas. Como hemos visto, se pasa de un tipo braided con frecuente avulsión de los canales y erosión de unas barras sobre otras, sin apenas sedimentos finos, hacia un sistema braided, y en ocasiones meandriforme con amplias llanuras de inundación, en el que la vegetación ayudaría a retener los sedimentos finos y al desarrollo de paleosuelos. Este tipo de evolución de los sistemas fluviales en relación con la aparición de la vegetación ha sido descrito también en otras cuencas Triásicas como la del Karoo (Ward et al., 2000; Smith y Botha, 2005).

Además de que los cambios sedimentológicos, mineralógicos y bióticos muestran estar relacionados entre sí, vemos que la edad de estos cambios coincide entre la Cordillera Ibérica y la Cordillera Costero Catalana, pudiéndose establecer tres etapas o franjas (Fig. 9.1). La primera etapa, en la que no se encuentran restos orgánicos salvo hifas fúngicas, estaría relacionada con ambientes ácidos y un clima árido. Comenzaría a finales del Esmiense continuando durante gran parte del Espatiense.

El comienzo de la segunda etapa se encontraría relacionado con la superficie limitante mayor más importante dentro de la Formación Cañizar y que denominamos MBS-5, la cual separa las subunidades C4-C5 en la Cordillera Ibérica, entre las cuales, como hemos visto, además se produce un cambio en el área fuente. En esta segunda etapa que duraría entre medio millón y un millón de años (Fig. 9.1), comienza a verse la recuperación de la vida al final del Espatiense con la primera aparición de huellas de tetrápodos (*Rhynchosauroides*), paleosuelos y otros restos de bioturbación. Consideramos que esta superficie mayor, podría ser equivalente a la discontinuidad descrita en el tercio superior de la Unidad Eramprunyà en la Cordillera Costero Catalana, en la que además se reflejan los mismos cambios sedimentarios y también la aparición de los primeros restos fósiles como especies de plantas oportunistas (*Pleuromeia*). Por otra parte, la posición estratigráfica de este nivel, su edad y los cambios sedimentarios que implica, consideramos que puede ser equivalente a la discordancia Hardegsen, descrita en las cuencas triásicas del centro y este de Europa (Bourquin et al., 2007). Esta etapa, ligada a las primeras fases de fragmentación de Pangea, llevaría consigo la aparición de nuevos corredores de migración de fauna, junto con una mayor oxigenación de las aguas (Diedrich, 2009).

La tercera etapa se desarrollaría durante el comienzo del Anisiense (Aegiense-Bithyniense), en el que se produce la expansión de la vida con mayor desarrollo de la vegetación y la aparición de una mayor variedad de especies de tetrápodos (*Rhynchosauroides*, *Chirotheroides*) junto con otro tipo de especies como insectos (*Rubra* sp. nov.) y triópsidos. Esta tercera etapa también va acompañada de un cambio en el área fuente, y de cambios en la sedimentación, de la Formación Eslida respecto a la Formación Cañizar en la Cordillera Ibérica (Fig. 9.1).

Tanto la segunda como la tercera etapa, marcan el comienzo de la recuperación biótica en sedimentos continentales en el E de la Península Ibérica, la cual coincide en edad (finales del Espatiense, comienzo del Aegiense) con la recuperación de la flora y la fauna en el resto de Europa (Grauvogel-Stam y Ash, 2005; Diedrich, 2009).

En definitiva, la combinación de todos estos datos implica que a finales del Pérmico y durante el Triásico Inferior, se estaban abriendo varios sistemas de tipo rift en el E de la península Ibérica. Estos fueron rellenándose por depósitos continentales, procedentes de áreas situadas al NW, en el caso del rift Ibérico, y en el caso del rift Catalán también situadas al NNW, pero más próximas a la cuenca. Su sedimentación se debió principalmente a sistemas fluviales de tipo braided con cierta influencia eólica, mayor al E de la Cordillera Ibérica y al SW de la Cordillera Costero Catalana, desarrollados bajo un clima cálido, árido y en el que las aguas superficiales debieron tener valores reducidos de pH. Estas condiciones favorecen la disolución de minerales preexistentes como fosfatos, micas, feldespatos y piritas, que junto con un aporte externo de Sr y S procedente de aerosoles volcánicos y/o marinos, dan lugar a la formación de nuevas fases como caolinita y minerales del grupo de los APS. Sin embargo estas condiciones tendrían un efecto negativo para los seres vivos, dificultando el desarrollo de la vida.

Por encima del límite MBS-5 y el MBS-7, estas condiciones cambian hacia un clima de mayor humedad dando lugar a sistemas fluviales con mayor sinuosidad y llanuras de inundación, debido a que comienza a desarrollarse una cobertera vegetal y la formación de paleosuelos, los cuales a su vez marcan un descenso en la acidez del medio, dando paso a condiciones que permitían la recuperación de la vida y su posterior desarrollo.





## **10. Conclusiones**



## 10. CONCLUSIONES

En el presente trabajo se realiza, por primera vez en la Península Ibérica, un estudio multidisciplinar (sedimentología, geoquímica, mineralogía, paleontología) en los sedimentos continentales del Triásico Inferior y Medio (facies Buntsandstein) del E de la Península Ibérica, para abordar cómo y cuándo se produjo la recuperación biótica tras la crisis del límite Pérmico-Triásico, así como los cambios paleoambientales generales asociados a ella. El estudio se ha realizado en el SE de la Cordillera Ibérica (CI) y la Cordillera Costero Catalana (CCC), que a su vez se han subdividido a su vez en subcuencas en función de su evolución tectónica y su registro sedimentario.

El ciclo sedimentario estudiado está representado, de muro a techo, por las siguientes unidades: Formación Cañizar y Formación Eslida, en la Cordillera Ibérica; y las Unidades Prades Inferior y Prades Superior, en el dominio Miramar-Prades-Priorat, las unidades Eramprunyà y La Creu de L'Aragall, en el dominio de Garraf y la unidad El Figaró en el dominio Montseny-Llobregat, todas ellas en la Cordillera Costero Catalana.

A partir de los diferentes estudios realizados, se extraen las siguientes conclusiones:

1-No se puede realizar una correlación precisa entre todas estas subcuencas. Sin embargo, sí se ha podido establecer la identificación de ciertas superficies que permiten jalonar límites equivalentes entre las cuencas Ibérica y Catalana. Estos límites, que están ligados a ciclos tectónicos mayores, serían básicamente cuatro: a) el inferior, que da comienzo al ciclo sedimentario triásico en ambas cuencas, b) el marcado mediante la superficie mayor limitante 5 (MBS-5) localizado en el tercio superior de la Formación Cañizar, y su equivalente en la Unidad Eramprunyà, c) el techo de las dos unidades anteriores, marcados por importantes interrupciones de la sedimentación en ambas cuencas y representado por la superficie mayor 7 (MBS-7) y, d) el techo de las unidades superiores de la CI y CCC, que correspondería a los primeros pulsos ligados a la transgresión del Tethys.

2-La edad de las unidades estudiadas se ha establecido basándose en los datos obtenidos de asociaciones de polen y esporas, unos previamente publicados y otros determinados en este trabajo, así como los datos de ammonites y foraminíferos conocidos de la unidad superior, en facies Muschelkalk. Además, para los tramos más antiguos de la unidad inferior, se ha hecho una estimación en base al periodo de tiempo que representan las principales discontinuidades. Así, se considera que los sedimentos más antiguos estudiados tiene una edad Espatiense, incluso techo del Esmitiense, es decir, Olenekiense (Triásico Inferior), mientras que los más recientes, pertenecientes al techo de las unidades superiores, tendrían una edad Pelsoniense, es decir, Anisiense medio (Triásico Medio).

3- Mediante el análisis sedimentológico se ha determinado que los depósitos estudiados fueron sedimentados principalmente por sistemas fluviales braided de arenas y mixtos (arenas y gravas) en las unidades inferiores. Entre estos sistemas, aparecen pequeñas intercalaciones de sedimentos eólicos cuya influencia y desarrollo es mayor hacia el E de la Cordillera Ibérica y especialmente en el dominio SW de la Cordillera Costero Catalana. En las unidades superiores desaparece esta influencia eólica y hay un cambio en el estilo fluvial en el que predominan los sistemas de tipo braided y en menor medida meandriformes, con un mayor desarrollo de llanuras de inundación.

4- El análisis petrográfico y mineralógico indica que las unidades objeto de estudio están constituidas principalmente por areniscas (subarcosas en su mayoría) y lutitas. En ellas se describen y estudian por primera vez en detalle la presencia de minerales fosfato-sulfatos aluminicos o del grupo de los APS, tanto en la Cordillera Ibérica como en la Cordillera Costero Catalana. Estos minerales tienen una composición intermedia entre los términos *svanbergita*, *goyazita*, *woodhouseita* y *crandallita* (fosfatos y sulfatos con Sr y Ca)  $((\text{REEs})_{0,09} \text{K}_{0,01} \text{Ba}_{0,01} \text{Fe}_{0,01} \text{Mg}_{0,01} \text{Ca}_{0,27} \text{Sr}_{0,5}) \text{Al}_{3,09} (\text{P}_{1,53} \text{S}_{0,43} \text{As}_{0,01} \text{Si}_{0,05})_2 (\text{OH})_6$ , y se forman en condiciones ácidas durante la diagénesis temprana, antes de la compactación mecánica de la roca.

5- La distribución de elementos como Sr y P determinada a partir del estudio geoquímico, indica que hay una disminución de la concentración de minerales del grupo de los APS en las unidades superiores respecto de las inferiores, lo cual marca una disminución de la acidez hacia techo del ciclo sedimentario.

6- El fósforo de estos minerales procede de la disolución de fosfatos detríticos como monacita, apatito o xenotima. Los análisis isotópicos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $\delta^{34}\text{S}$ , muestran que estos elementos proceden de una mezcla de diferentes fuentes. Por un lado, de la disolución de minerales preexistentes heredados de rocas del área fuente como micas, feldespato potásico y piritas y, por otro, de una fuente externa. Las fuentes externas de Sr y S más probables son aerosoles de origen volcánico y/o de aerosoles con sales marinas arrastrados por los vientos desde el mar del Tethys.

7- Aunque los diagramas de tierras raras (REEs) no reflejan diferencias entre unas unidades y otras, los estudios isotópicos sí reflejan cambios en las áreas fuente: a) los valores de la relación U-Pb marcan un cambio en la procedencia de los sedimentos a partir del límite MBS-5, en la parte superior de la Fm. Cañizar, desde áreas externas del Macizo Hercínico a zonas internas del arco Ibero-Armoricano, y b) los valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , unidos a los datos obtenidos de paleocorrientes, indican un nuevo cambio en las procedencias entre las Fms. Cañizar y Eslida, desde zonas situadas al NW a zonas localizadas al N.NW, respectivamente.

8- Tanto el análisis sedimentario como el mineralógico, geoquímico y paleontológico indica que el clima fue básicamente árido durante el Espatiense, con una mayor intensidad sobre todo hacia las zonas situadas al E de la CI y especialmente en el S de la CCC. En la parte alta de las unidades inferiores de ambas cuencas, se produce un cambio importante hacia un clima semiárido, a techo del Espatiense, que coincide con el nivel MBS-5 de la CI y su equivalente en la CCC. A partir de estos niveles, hay una clara tendencia general hacia un clima más húmedo a lo largo de las unidades superiores, Eslida y Figarò, es decir, durante la mayor parte el Anisiense inferior y medio.

9- Se describe la primera aparición, en la Península Ibérica, de diferentes especies tras la crisis biótica permo-triásica. Estas especies consisten en un resto vegetal (*Pleuromeia*) en la unidad Eramprunyà de la CCC y de icnitas de tetrápodos (*Rhynchosauroides*) en la parte alta de la Formación Cañizar (CI) en la transición Espatiense-Anisiense. De igual modo, se determina la primera aparición en la Península Ibérica de un insecto triadotipomorfo (*rubra* sp. nov) en la base de la Formación Eslida, Anisiense inferior.

10- Consideramos que el comienzo de la recuperación paleoambiental y biótica tras la crisis permo-triásica sucedió a techo del Espatiense, a partir de la superficie MBS-5 (CI) y su

equivalente en la CCC. Desde esa superficie aparece una franja temporal, o de supervivencia, con las primeras estructuras de bioturbación, suelos, las primeras especies de plantas oportunistas (*Pleuromeia*) y las primeras huellas de vertebrados (*Rhynchosauroides*), coincidiendo con un clima menos extremo y condiciones de acidez más favorables. Posteriormente, esta tendencia se mantuvo durante del Anisiense inferior-medio (por encima del MBS-7), dando lugar a una mayor diversidad tanto en flora (equisetales, coníferas, peltaspermales, cicadales y helechos) como en fauna; vertebrados (*Rhynchosauroides* y *Chiroteroides*), insectos y triópsidos.

11-El comienzo de esta franja de recuperación, a partir de la superficie MBS-5, que se prolongó durante medio millón de años, es similar en las cuencas Ibérica y Catalana, y posiblemente también a la descrita en otros puntos cercanos de Europa Occidental, donde el comienzo de dicha recuperación pudo verse, en este último caso, relacionado con la fase tecto-sedimentaria Hardegsen. Se considera, por lo tanto, que esta etapa de inestabilidad tectónica, relacionada con las primeras fases de fragmentación de Pangea, pudo estar vinculada con parte de los procesos descritos, incluida la regulación de temperatura, la mayor oxigenación de las aguas y la formación de puentes de migración de fauna.



## 10. CONCLUSIONS

This is the first multidisciplinary study in Iberian Peninsula dealing with Lower-Middle Triassic continental sediments (Buntsandstein sandstone facies). It has been carried out in the Iberian Range (IR) and Catalanian Coastal Range (CCR), E of the Iberian Peninsula. The main aim of this work is to establish how and when the recovery of life (after the Permian-Triassic life crisis) occurred and to determine the paleoenvironmental changes associated with this event. To achieve this objective, the sedimentary analysis has been combined with geochemical, mineralogical and paleontological data. Besides, the basins have been sub-divided into three sub-basins according to their different tectonic evolution and sedimentary record.

The studied sedimentary record is represented (from bottom to top) by the following units: Cañizar and Eslida Formations in the IR; and Prades Inferior and Prades Superior Units in the Miramar-Prades-Priorat domain, Eramprunyà and La Creu de L'Aragall Units in the Garraf domain, and El Figarò Unit in the Montseny-Llobregat domain, all of them in the CCR.

From these studies the following conclusions can be established:

1- The correlation of these units among sub-basins is not possible, but equivalent limits between Catalanian and Iberian basins can be established, consisting in four limits related to major tectonic cycles: a) the lower one marks the beginning of the Triassic sedimentary record, b) the major boundary surface 5 (MBS-5), located in the upper third part of the Cañizar Formation (IR) and their equivalent unit (Eramprunyà) in the CCR, c) the major boundary 7 (MBS-7) which marks the limit between the lower and upper units in both basins, d) the upper limit of the continental sediments which is coincident with the beginning of the Tethys transgression.

2- The age of the studied units has been established on the basis of previous and new palinological data, and also by ammonites and foraminifera from the overlying Muschelkalk facies. Besides, the age of the lower part of the units has been inferred from the time of no sedimentation represented by the major discontinuities. Therefore, the age of the oldest sediments could be Spathian or even Smithian (Olenekian, Lower Triassic) and the youngest ones are Pelsonian (middle Anisian, Middle Triassic).

3-The sedimentary analysis shows that the lower units were deposited by sandy and mixed (sand and gravel) braided fluvial systems with thinner eolian levels interbedded. The eolian sediments are more abundant to the E of the IR and to the SW domain of CCR. There was not eolian influence in the upper units, in which a change in the fluvial style is observed, consisting in sediments deposited by sandy braided rivers and high sinuosity rivers with flood plains development.

4- Petrographical and mineralogical analyses point out that the studied sediments mainly correspond to sandstones (sub-arkoses) and mudstones. Aluminum-sulphate-phosphates (APS) minerals have been found and described in detail for the first time both in the IR and in the CCR. APS minerals are rich in Sr and Ca, and they have an intermediate composition between svanbergite, goyazite, woodhouseite and crandallite terms  $((\text{REEs})_{0,09} \text{K}_{0,01} \text{Ba}_{0,01} \text{Fe}_{0,01} \text{Mg}_{0,01} \text{Ca}_{0,27} \text{Sr}_{0,51}) \text{Al}_{3,09} (\text{P}_{1,53} \text{S}_{0,43} \text{As}_{0,01} \text{Si}_{0,05})_2 (\text{OH})_6$ . They were formed under acid conditions during the first stages of diagenesis, before the mechanical rock compaction.

5- There is a decrease in APS minerals concentration from lower to upper units. Such a decrease is marked by the geochemical distribution of Sr and P, which indicates a rise in pH conditions at the top of the sedimentary record.

6- The dissolution of detrital phosphates like monazite, apatite or xenotime, provided the P for the formation of APS minerals. Besides, the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $\delta^{34}\text{S}$  isotopic ratios show that these elements came from different sources. On one hand they came from the dissolution of preexistent minerals (like micas, K-feldspar and pyrite) in the source areas, and, on the other hand, they were supplied by extrabasinal sources, like volcanic aerosols or marine aerosols coming from the Tethys Sea.

7- REEs diagrams do not reflect significant changes between the studied units. However, the isotopic results point out changes in the sources areas: a) U-Pb values mark a provenance change below and above the MBS-5 in the Cañizar Formation. The lower part came from external areas of the Hercynian Massif whereas the upper one comes from the inner part of the Ibero-Armorican arc; b) The  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  values and the paleocurrents directions also mark a provenance change from NW for the Cañizar Formation to NNW for Eslida Formation.

8- During the Spathian, the climate was arid especially to the E of IR and SW of CCR, as reflected by mineralogical, geochemical and paleontological data. There is a change at the upper part of the lower units in both basins towards a semiarid climate. This change is coincident with MBS-5 in IR and their equivalent limit in CCR during the upper part of Spathian times. Finally, there is a trend towards more humid and warmer climate during the Eslida and Figarò deposit in Lower and Middle Anisian times.

9- The first appearance, in the Iberian Peninsula, of different species has been described. These include *Pleuromeia* plant, and *Rhynchosauroides* ichnites in Eramprunyà (CCR) and Cañizar (IR) Units, respectively, during the Spathian-Anisian, and a wing of triadotomophan insect in the Eslida Formation (IR) of Anisian age.

10- The beginning of the palaeoenvironmental and biotic recovery after the Permian-Triassic life crisis is considered to start after the MBS-5 in the IR and their equivalent surface in the CCR. From this surface upwards the first bioturbation structures, soils, opportunistic plant species (*Pleuromeia*) and tetrapods ichnites (*Rhynchosauroides*) appears, and climate change towards less extreme and higher pH. It is therefore considered the survival period. Afterwards, in the lower-middle Anisian (above MBS-7), this climate tendency continues and there is an increase in the diversity of both land plants (equisetales, conifers, peltaspermales, cycadales and ferns) and terrestrial fauna, like vertebrates (*Rhynchosauroides* y *Chiroteroides*), insects and triopsids.

11- The beginning of the recovery period upward MBS-5 and the duration of the survival period, which is about half million years in both IR and CCR, is also similar in other basins of Western Europe, where the recovery is probably related to the Hardegsen tecto-sedimentary phase. As a conclusion, we consider that this tectonic phase is related to the first stages of Pangea breaking up. Temperature changes, water oxygenation and formation of new corridors to faunal migration could be related to this event.



## **11. Bibliografía**





Alberti, F., 1864. *Veberblik uber die Trias mit Beruecksichtigung ihres Vorkommens in den Alpen*, Stuttgart, 135 pp.

Algeo, T. J.; Hannigan, R.; Rowe, H.; Brookfield, M. Baud, A.; Krystyn, L.; Ellwood, B. B., 2007. Sequencing events across the Permian-Triassic boundary, Guryul Ravine (Kashmir, India). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 252 (1-2): 328-346.

Allègre, C. J., 2008. *Isotope Geology*. Cambridge University Press. 512 pp.

Allen, J. R. L., 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology*, 33: 237-293.

Almera, J., 1891. Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona. Región primera o de contorno de la capital, con explicación somera en la misma hoja. 1ª ed. Topografía de J. Brossa, Barcelona.

Almera, J., 1987. Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona. Región segunda o del río Noya al mar, con explicación somera en la misma hoja. 1:40.000. Topografía J. Brossa, Barcelona.

Almera, J., 1900. Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona. Región primera o contornos de la capital, con explicación somera en la misma hoja. 1:40.000. 2ª ed. Topografía J. Brossa, Barcelona.

Almera, J., 1909. Descubrimiento de una de las antiguas floras triásicas. *Bulletí de la Institució Catalana d'Historia Natural*, 9: 11-14.

Almera, J., 1913. Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona. Región quinta o del Montseny, Vallés y litoral, con explicación somera en la misma hoja. 1:40.000. Topografía J. Brossa, Barcelona.

Alonso-Azcárate, J.; Arche, A.; Barrenechea, J. F.; López-Gómez, J.; Luque, J.; Rodas, M., 1997. Palaeogeographical significance of clay mineral assemblages in the Permian and Triassic sediments of the SE Iberian Ranges, eastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 136: 309-330.

Alpers, C. N.; Rye, R. O.; Nordstrom, D. K.; White, L. D.; King, B., 1992. Chemical, crystallographic and stable isotopic properties of alunite and jarosite from acid-hypersaline Australian lakes. *Chemical Geology*, 96: 203-226

Álvarez-Ramis, C., 1982. Presencia de Equisetites en el Buntsandstein de la Cordillera Ibérica. *Coloquios de Paleontología*, 37: 55-36.

Álvarez-Ramis, C.; Fernández-Marrón, M. T.; Calafat, F., 1995. Avance sobre la megafloora triásica, en facies germánica, de Estellencs (sector noroccidental la Sierra de Tramontana, Mallorca). *Revista Española de Paleontología*, nº extraordinario Homenaje al Doctor Guillermo Colom: 55-58.

Anadón, P.; Colombo, F.; Esteban, M.; Marzo, M.; Robles, S.; Santanach, P.; Sugrañés, L., 1979. Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 242-270.

Arche, A. y López-Gómez, J., 1989. Fluvial sedimentation during the early rifting phase in the southeastern Iberian Ranges. 4th International Conference of fluvial Sedimentology. Guía de la excursión: 88.

Arche, A. y López-Gómez, J., 1992. Una nueva hipótesis sobre las primeras etapas de la evolución tectosedimentaria de la cuenca pérmico-triásica del SE de la Cordillera Ibérica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 16: 115-143.

Arche, A. y López-Gómez, J., 1996. Origin of the Permian-Triassic Iberian Basin, central-eastern Spain. *Tectonophysics*, 266: 443-464.

Arche, A. y López-Gómez, J., 1999a. Tectonic and geomorphic controls on the fluvial styles of the Eslida Formation, Middle Triassic, Eastern Spain. *Tectonophysics*, 315: 187-207.

Arche, A. y López-Gómez, J., 1999b. Subsidence rates and fluvial architecture of rift-related Permian and Triassic alluvial sediments of the southeast Iberian Range, eastern Spain. *Spec. Publs int. Ass. Sdiment.*, 28: 283-304.

Arche, A. y López-Gómez, J., 2005. Sudden changes in fluvial style across the Permian-Triassic boundary in the eastern Iberian Ranges, Spain: Analysis of possible causes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229: 104-126.

Arche, A.; López-Gómez, J.; Vargas, H., 2002. Propuesta de correlación entre los sedimentos Pérmicos y Triásicos de la Cordillera Ibérica Este y de las Islas Baleares. *Geogaceta*, 32: 275-278.

Arche, A.; López-Gómez, J.; Marzo, M.; Vargas, H., 2004. The siliciclastic Permian-Triassic deposits in Central and Northeastern Iberian Península (Iberian, Ebro and Catalan Basins): A proposal for correlation. *Geológica Acta*, 2(4): 305-320.

Arribas, J., 1985. Base litoestratigráfica de las facies Buntsandstein y Muschelkalk de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Zona Norte). *Estudios Geológicos*, 41: 47-57.

Arribas, J., 1987. Origen y significado de los cementos en las areniscas de las facies Buntsandstein (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica). *Cuadernos de Geología Ibérica* 11, 535-556.

Arribas, J., Marfil, R., De la Peña, J. A., 1985. Provenance of Triassic feldspathic sandstones in the Iberian Range (Spain): Significance of quartz types. *Journal of Sedimentary Petrology* 55, 864-868.

Arribas, A.; Mas, R.; Arribas, M.E.; Ochoa, M.; González, L., 2007. Sandstone petrofacies in the Northwestern sector of the Iberian Basin. *Journal of Iberian Geology*, 33,(2): 191-206.

Avanzini, M.; Ceoloni, P.; Conti, M. A.; Leonardi, G.; Manni, R.; Mariotti, N.; Mietto, P.; Muraro, C.; Nicosia, U.; Sacchi, E., 2001. Permian and Triassic Tetrapod ichnofaunal units of nor-

thern Italy: their potential contribution to continental biochronology. *Natura Bresciana*, Ann. Mus. Civ. Sc. Nat. Brescia, 25: 89–107.

Avanzini, M. y Renesto, S., 2002. A review of *Rhynchosauroides tirolicus* Abel, 1926 ichnospecies (Middle Triassic: Anisian-Ladinian) and some inferences on *Rhynchosauroides* track-maker. *Riv. Ital. Paleontol. Stratigr.*, 108 (1): 51–66.

Bauza, F., 1876. Breve reseña geológica de la provincia de Tarragona y Lerida. *Bol Com. Map. Geol. España*, III: 115-123.

Becker, L.; Poreda, R. J.; Hunt, A. G.; Bunch, T. E.; Rampino, M., 2001. Impact event at the Permian-Triassic boundary: Evidence from extraterrestrial noble gases in fullerenes. *Science*, 291: 1530-1533.

Becker, L.; Poreda, R. J.; Basu, A. R.; Pope, K. O.; Harrison, T. M.; Nicholson, C.; Iasky, R., 2004. Bedout: A possible end-Permian impact crater offshore of Northwestern Australia. *Science*, 304: 1469-1476.

Benan, C. A. y Kocurek, G., 2000. Catastrophic flooding of an aeolian dune field: Jurassic Entrada and Todilto Formations, Ghost Ranch, New Mexico, USA. *Sedimentology*, 47 (6): 1069-1080.

Benito, M. I.; de la Horra, R.; Barrenechea, J. F.; López-Gómez, J.; Rodas, M.; Alonso-Azcárate, J.; Arche, A.; Luque, J., 2005. Late Permian continental sediments in the SE Iberian Ranges eastern Spain: Petrological and mineralogical characteristics and palaeoenvironmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229: 24-39.

Benton, M. J., 2003. When life nearly died. The greatest mass extinction of all Time. *Thames & Hudson*, London, 336 p.

Benton, M. J. y Twitchett, R. J., 2003. How to kill (almost) all life: the end-Permian extinction event. *TRENDS in Ecology and Evolution*, 18(7): 358-365.

Béthoux, O., 2005. *Cnemidolestodea* (Insecta): an ancient order reinstated. *Journal of Systematic Palaeontology*, 3: 403-408.

Béthoux, O.; De la Horra, R.; Benito, M. I.; Barrenechea, J. F.; Galán, A. B.; López-Gómez, J., 2009. A new triadotipomorph insect from the Anisian (Middle Triassic), Buntsandstein facies, Spain. *Iberian Geology*, 35(2): 179-184.

Bird, M. I.; Andrew, A. S.; Chivas, A. R.; Lock, D. E., 1989. An isotopic study of surficial alunite in Australia, 1: Hydrogen and sulphur isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 3223-3237.

Bjørlykke, K., 1998. Clay mineral diagenesis in sedimentary basins: a key to the prediction of rock properties. Examples from the North Sea Basin. *Clay Minerals* 33, 15-34.

Blanckenhorn, M., 1885. Die fossile Flora des Buntsandsteines und des Muschelkalks der Umgebung von Commern. *Paleontographica* 32B (6/2): 117–153.

- Botha, J. y Smith, R. M. H., 2006. Rapid vertebrate recuperation in the Karoo Basin of South Africa following the End-Permian extinction. *Journal of African Earth Sciences*, 45: 502-514.
- Botinelly, T., 1976. A review of the minerals of the alunite-jarosite, beudantite, and plumbogummite groups. *U. S. Geological Survey Journal of Research*, 4: 213-216.
- Bottjer, D. J. y Gall, J. C., 2005. The Triassic recovery, the dawn of the modern biota. *C. R. Palevol*, 4 (6-7): 385-393.
- Bottrell, S.H. y Newton, R. J., 2006. Reconstruction of changes in global sulphur cycling from marine sulphate isotopes. *Earth-Science Reviews*, 75 (1-4): 59-83.
- Boulouard, Ch. y Vilallard, P., 1971. Identification du Ladinien et du Carnien dans les marnes Triasiques de la Serranía de Cuenca (Chaîne Iberique sudoccidentale, Espagne): Considerations stratigraphiques et structurales. *Soc. Nat. Elf Aquitaine*, 5: 31-41.
- Boulouard, Ch. y Vilallard, P., 1982. Réduction ou lacune du trias inférieur sur la bordure méditerranéenne de la Chaîne Ibérique: Arguments palynologiques. *C. R. Acad. Sc. Paris*(295): 803-808.
- Bourquin, S.; Péron, S.; Durand, M., 2006. Lower Triassic séquence stratigraphy of the western part of the Germanic Basin (west of Black Forest): Fluvial system evolution through time and space. *Sediment. Geol.* 186: 187-211.
- Bourquin, S.; Durand, M.; Dies, J. B.; Broutin, J.; Fluteau, F., 2007. The Permian-Triassic boundary and Lower Triassic sedimentation in the Western European Basins: an overview. *Jour. Iber. Geol.* 33: 221-236.
- Bourquin, S.; Bercovici, A.; López-Gómez, J.; Díez, J. B.; Broutin, J.; Ronchi, A.; Durand, M.; Arche, A.; Linol, B.; Amour, F., 2011. The Permian-Triassic transition and the onset of Mesozoic sedimentation at the northeastern peri-Tethyan domain scale: Paleogeographic maps and geodynamic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 299: 265-280.
- Bown, T. M. y Kraus, M., 1987. Integration of channel and floodplain suites, I. Development of sequence and lateral relations of alluvial paleosols. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 587-601.
- Bowring, S. A.; Erwin, D.; Jin, Y.; Martin, M.; Davidek, K.; Wang, W., 1998. U/Pb zircon geochronology and tempo of end-Permian mass extinction. *Science*, 280: 1039-1045.
- Bridge, J. y Mackey, S., 1993. A revised alluvial stratigraphy model. En: Marzo, M. y Puigdefábregas, C. (Eds.), *Alluvial sedimentation. Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ.*, 17: 319-336.
- Brinkman, R., 1931. Betikum und Keltiberikum in Südostspanien. *Beitr. Z. Geol. Westl. Mediterr. Abhandl der Gesellsch Wisensch. Göttingen, Math.-Phys.* 749-856.
- Brongniart, A., 1828. Flore du grès bigarré. *Annales des Sciences Naturelles*, 15: 435-460.
- Brookfield, M. E., 1992. Eolian systems. En: Walker, R. G. y James, N. P. (Eds.), *Facies Mo-*

dels. Response to sea level change. Geological Association of Canada, pp.143-166.

Brownfield, M. E.; Affolter, R. H.; Cathcart, J. D.; Johnson, S. Y.; Brownfield, I. K.; Rice, C. A., 1986. Geologic setting and characterization of coals and the modes of occurrence of selected elements from the Franklin coal zone, Puget Group, John Henry No. 1 mine, King County, Washington, USA. *International Journal of Coal Geology*, 63 (3-4): 247-275.

Brühwiler, T.; Goudemanda, N.; Galfettib, T.; Buchera, H.; Baud, A.; Warea, D.; Hermann, E.; Hochulia, P. A.; Martini, R., 2009. The Lower Triassic sedimentary and carbon isotope records from Tulong (South Tibet) and their significance for Tethyan palaeoceanography. *Sedimentary Geology*, 222 (3-4): 314-332.

Caballero, M. A. y Martín Vivaldi, J. L., 1974. Estudio mineralógico de los sedimentos triásicos en el sector de Puerto de Horna (Cordillera Ibérica). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Geol.*, 72: 25-40.

Cain, S. A. y Mountney, N. P., 2009. Spatial and temporal evolution of a terminal fluvial fan system: the Permian Organ Rock Formation, South-East Utah, USA. *Sedimentology*, 56: 1774-1800.

Calvet, F. y Marzo, M., 1994. El Triásico de las Cordilleras Costero Catalanas: estratigrafía, sedimentología y análisis secuencial. *Guía de campo. reunión de Paleogeografía y Estratigrafía del Pérmico y el Triásico de España*, Cuenca, 53 pp.

Calvet, F.; Tucker, M.; Henton, J., 1990. Middle Triassic carbonate ramp systems in the Catalan Basin, northeast Spain: facies, systems tracks, sequences and controls. En: Tucker, M.; Wilson, J.; Crevello, P.; Sarg, J.; Read, J. (Eds). *Carbonate Platforms. Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, 9: 79-108.

Calvet, F.; López-Gómez, J.; Galindo, C.; Tucker, M. E.; Arche, A., 2001. Dolomías de gran escala en las plataformas epeíricas triásicas del este de la Península Ibérica. *Geotemas*, 3 (1): 105-107.

Calzada, S. 1987. Niveles fosilíferos de la facies Buntsandstein (Trias) en el sector norte de los Catalánides. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 256-271.

Cant, D. J. y Walker, R. G., 1978. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology*: 625-648.

Cao, C.; Wang, W.; Liu, L.; Shen, S.; Summons, R. E., 2008. Two episodes of  $^{13}\text{C}$ -depletion in organic carbon in the latest Permian: Evidence from the terrestrial sequences in the northern Xinjiang, China. *Earth and Planetary Science Letters*, 270: 251-257.

Cassanovas, M. L.; Santafé-Llopis, J. V.; Gómez-Alba, J., 1979. Presencia de *Chirotherium* en el Triásico Catalán. *Butlletí informatiu - Institut de Paleontologia de Sabadell*, 9: 34-42.

Cassinis, G.; Toutin-Morin, N.; Virgili, C., 1992. Permian and Triassic events in the continental domains of Mediterranean Europe. En: Y. Zuyi W. C. Sweet, J. M. Dickins e Y. Hongfu (Editor), *Permo-Triassic events in the Eastern Tethys, Stratigraphy, classification and relations with*



the western Tethys world and regional geology. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 60-77.

Chen, Z. Q.; Tong, J.; Kaiho, K.; Kawahata, H., 2007. Onset of biotic and environmental recovery from the end-Permian mass extinction within 1-2 million years: A case study of the lower Triassic of the Meishan section, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 252(1-2): 176-187.

Claypool, G. E.; Holser, W. T.; Kaplan, I. R.; Sakai, H.; Zak, I., 1980: The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chemical Geology*, 28: 199-260.

Coney, L.; Reimold, W. U.; Hancox, P. J.; Mader, D.; Koeberl, C.; McDonald, I.; Struck, U.; Vajda, V.; Kamo, S. L., 2007. Geochemical and mineralogical investigation of the Permian-Triassic boundary in the continental realm of the southern Karoo Basin, South Africa. *Paleoworld*, 16: 67-104.

Corsetti, F. A.; Baud, A.; Marengo, P. J.; Richoz, S., 2005. Summary of Early Triassic carbon isotope records. *Palevol*, 4 (6-7): 405-418.

Cortázar, D., 1875. Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Cuenca. Mapa geológico de España. Mem. Com. Map. Geol. Esp., 2(16): 406.

Cortázar, D., 1885. Bosquejo físico, geológico y minero de la provincia de Teruel. Bol. Com. Mapa Geol. Esp., 12: 262-607.

Courtillot, V.; Davaille, J.; Besse, A.; Stock, J., 2003. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 205: 295-308.

Crowley, K. D., 1983. Large-scale bed configurations (macroforms), Plate River Basin, Colorado and Nebraska: primary structures and formative processes. *Bull. Geol. Soc. Am.* 94: 117-133.

Davies, N. S. y Gibling M. R., 2010. Cambrian to Devonian evolution of alluvial systems: The sedimentological impact of the earliest land plants. *Earth Science Review*, 98: 171-200.

De la Cruz, B.; Marfil, R.; De la Peña, J. A.; Arribas, J., 1987. Procedencia y evolución diagenética de las areniscas permo-triásicas de la Cordillera Ibérica (Sierra de Albarracín-Boniches-Talayuelas, provincias de Teruel y Cuenca). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 493-514.

De la Horra, R., 2008. Variaciones mineralógicas, geoquímicas y bióticas del Pérmico Superior en el sudeste de la Cordillera Ibérica: Implicaciones paleogeográficas y paleoclimáticas. Tesis Doctoral, Universidad Complutense, 403 pp.

De la Horra, R.; López-Gómez, J.; Arche, A., 2005. Caracterización de la Unidad Conglomerados de Valdemeca en la transición Pérmico-Tríasico de la Cordillera Ibérica centro oriental: *Geotemas*, 8: 141-145.

De la Horra, R.; Galán-Abellán, B.; López-Gómez, J.; Fernández-Barrenechea, J.; Arche, A.;

Luque, F. J.; Benito, M. I., 2010. Drastic environmental changes in the continental sediments of the Middle-Upper Permian transition in the SE Iberian Ranges, Spain: Geochemical and biotic significance. 27th IAS meeting of sedimentologist. Abstract. Cerdeña (Italia).

De Zigno, A., 1862. Sulle piante fossili del Trias di Recoaro raccolte dal Prof. A. Massalongo. Memorie Reale dell' Instituto Veneto di Scienze, Lettere et Arti, 2: 1–31.

Deer, W. A.; Howie, R. A.; Zisman, J., 1992. An introduction to the rock-forming minerals. Longman Scientific & Technical. 712 pp.

Demathieu, G., 1970. Les empreintes de pas de vertèbres du Trias de la bordure N-E du Massif Central. Cahiers de Paléontologie. CNRS, Paris, 1: 211p.

Demathieu, G. R.; Sáiz de Omeñaca, J., 1976. La faune ichnologique du Trias de Puenteansa dans son environnement paléogéographique (Santander, Espagne). Bull Soc. Géol. France., 7 (28):1251–1256.

Demathieu, G. R. y Sáiz de Omeñaca, J., 1978. Keckia multiplum, n. sp. de la fauna ichnológica del Triásico. Breviora Geol. Asturica. 22: 8–9.

Demathieu, G. R. y Sáiz de Omeñaca, J., 1990. Primeros resultados del estudio de un nuevo yacimiento de icnofauna triásica, en Peña Sagra (Cantabria, España). Estudios Geológicos, 46: 147-150.

Demathieu, G. R.; Ramos, A.; Sopena, A., 1978. Fauna icnológica del Triásico del extremo noroccidental de la Cordillera Ibérica (Prov. De Guadalajara). Estudios Geológicos, 34: 175-186.

Depape, G. y Doubinger, J., 1963. Flores triasiques de France. Colloques sur le Trias de la France et les regions limitrophes. Memoires du Bureau de Recherches Geologique et Minières (BRGM), 15: 507–523.

Diedrich, C. G., 2009. Palaeogeographic evolution of the marine Middle Triassic marine Germanic Basin changes- With emphasis on the carbonate tidal flat and shallow marine habitats of reptiles in Central Pangea. Global and Planetary Change, 65: 27-55.

Diéguez, C. y López-Gómez, J., 2005. Fungus-plant interaction in a Thuringian (Late Permian) Dadoxylon sp. in the SE Iberian Ranges, eastern Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 229: 69-82.

Díez, J. B., 2000. Geología y paleobotánica de la facies Buntsandstein en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Implicaciones bioestratigráficas en el Peritethys Occidental. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza-Université Pierre et Marie Curie-Paris, 424 pp.

Díez, J. B.; Grauvogel-Stamm, L.; Broutin, J.; Ferrer, J.; Gisbert, J.; Linan, E., 1996. Première découverte d'une paléoflore anisiennedans le faciès "Buntsandstein" de la branche aragonaise de la Cordillère Ibérique (Espagne). C. R. Acad. Sc. Paris, 323(II): 341-347.

Díez, J. B.; Broutin, J y Ferrer, J., 2005. Difficulties encountered in defining the Permian–Trias-

sis boundary in Buntsandstein facies of the western Peritethyan domain based on palynological data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229 (1-2): 40-53.

Dill, H. G., 2001. The geology of aluminium phosphates and sulphates of the alunite group minerals: A review. *Earth-Science Reviews*, 53: 35-93.

Dinarès-Turell, J.; Diez, J. B.; Rey, D.; Arnal, I., 2005. "Buntsandstein" magnetostratigraphy and biostratigraphic reappraisal from eastern Iberia: Early and Middle Triassic stage boundary definitions through correlation to Tethyan sections. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229: 158-177.

Dobruskina, I. A., 1994. Triassic floras of Eurasia. *Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe Erdwissenschaftliche Kommission*, 10: 1-422.

Dolenec, T.; Lojen, S.; Ramovs, 2001. The Permian-Triassic boundary in Western Slovenia (Idrijca Valley section): magnetostratigraphy, stable isotopes, and elemental variations. *Chemical geology*, 175: 175-190.

Doubinger, J.; Adolff, M. C.; Ramos, A.; Sopeña, A.; Hernando, S., 1978. Primeros estudios palinológicos en el Pérmico y Triásico de la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central. *Rev. Palinol.*(1): 27-33.

Doubinger, J.; López-Gómez, J.; Arche, A., 1990. Pollen and spores from the Permian and Triassic sediments of the Southeastern Iberian ranges, Cueva de Hierro (Cuenca) to Chelva-Manzanera (Valencia-Teruel) region, Spain. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 66: 25-45.

Engelmann, M.; Hahn, T.; Joost, W., 1988. Zum Vorkommen von *Triops cancriformis* (BOSC.) in der DDR. *Faunistische Abhandlungen Staatliches Museum für Tierkunde Dresden*, 15 (10): 113-118.

Erwin, D. H., 1993. *The great Paleozoic crisis*. Columbia University Press, New York, 327 pp.

Erwin, D. H., 1994. The Permo-Triassic extinction. *Nature*, 367: 231-236.

Erwin, D. H., 1998. The end and the beginning; Recoveries from mass extinctions. *Tree*, 13(9): 344-349.

Erwin, D.H., 2006. *Extinction. How Life on Earth Nearly Ended 250 Million Years Ago*. Princeton University Press. Princeton, Oxford. 296pp.

Erwin, D. H.; Bowring S. M.; Yügan, J., 2002. End-Permian mass extinctions: A review. En: Koeberl, C. y MacLeod Koeberl, K.G. (Ed.), *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*. Geological Society of America, Special Paper, Colorado, pp. 363-383.

Ewald, R., 1911. Untersuchungen über der geologischen bau und die Trias in der provinz Valencia. *Zeits. Deuts. Geol. Gesell.*63: 6-49.

Fliche, P., 1910. *Flore Fossile du Trias en Lorraine et Franche-Comté: avec des considérations*

finales par M. R. Zeiller . Berger-Levrault, Paris, Nancy, 297 pp.

Fluteau, F.; Basse, J.; Broutin, J.; Ramstein, G., 2003. The Late Permian climate. What can be inferred from climate modeling concerning Pangea Scenarios and Hercynian range altitude? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167: 39-71.

Fortuny, J.; Bolet, A.; Sellés, A.; Cartanyà, J.; Galobart, À., 2011. New insights on the Permian and Triassic vertebrates from the Iberian Peninsula with emphasis on the Pyrenean and Catalanian basins. *Journal of Iberian Geology*, 37 (1): 65-87.

Fraiser, M. L.; Twitchett, R. J.; Bottjer, D. J., 2005. Unique microgasteropod biofacies in the Early Triassic; Indicator of long term biotic stress and the pattern of biotic recovery after the end-Permian mass extinction. *Comptes Rendus Palevol*, 4(6-7): 543-552.

Frentzen, K., 1915. Die Flora des Buntsandsteins Badens. *Mitteilungen der Grossherzoglichen Badischen Geologischen Landesanstalt*, 8 (1): 63–162.

Friend, P. F., 1983. Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. En: J. D. Collinson y J. Lewin (Editor), *Modern and Ancient Fluvial Systems*. Spec. Publs int. Ass. Sediment., Oxford, pp. 345-354.

Fuchs, G.; Grauvogel-Stamm, L.; Mader, D., 1991. Une remarquable flore à *Pleuromeia* et *Anomopteris* in situ du Buntsandstein moyen (Trias Inférieur) de l'Eifel (R. F. Allemagne), morphologie, paléoécologie et paléogéographie. *Palaeontographica*, 222: 89–120.

Gaboreau, S.; Beaufort, D.; Vieillard, P.; Patrier, P.; Bruneton, P., 2005. Aluminum Phosphate–Sulfate minerals associated with Proterozoic unconformity-type Uranium deposits in the East Alligator River Uranium Field, Northern Territories, Australia. *The Canadian Mineralogist*, 43: 813-827.

Gaete, R.; Galobart, À.; Palomar, J.; Marzo, M., 1994. Hallazgo de *Paratosuchus* sp. (Amphibia, Temnospondyli) en las facies Buntsandstein del Pla de la Calma (Cordilleras Costeras Catalanas): resultados preliminares. *Geogaceta*, 16: 61-63.

Galán Abellán, A. B.; Fernández Barenechea, J.; López Gómez, J.; Benito Moreno, M. I.; Lago San José, M., 2008. Early Triassic-Anisian continental sediments from SE Iberian Ranges: sedimentological and mineralogical features. *Macla*, 9: 105-106.

Galán-Abellán, B.; Barrenechea, J. F.; López-Gómez, J.; Lago, M.; Luque, F. J.; De la Horra, R.; Arche, A.; Benito, M. I., 2010. Mineralogical and geochemical variations in the siliciclastic (Buntsandstein) Early-Middle Triassic units of the SE Iberian Ranges (Spain). 27th IAS meeting of sedimentologist. Abstract. Cerdeña (Italia).

Galfetti, T.; Buchera, H.; Brayarda, A.; Hochulia, P. A.; Weissert, H.; Guodund, K.; Atudoreie, V.; Guex, J., 2007a. Late Early Triassic climate change: Insights from carbonate carbon isotopes, sedimentary evolution and ammonoid paleobiogeography. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 243(3-4): 394-411.

Galfetti, T.; Hochuli, P. A.; Brayard, A.; Bucher, H.; Weissert, H.; Os Vigran, J., 2007b. Smi-

thian-Spathian boundary event: Evidence for global climatic change in the wake of the end-Permian biotic crisis. *Geology*, 35(4): 291-294.

Galfetti, T.; Bucher, H.; Martini, R.; Houchuli, P. A.; Helmut, W.; Crasquin-Soleau, S.; Brayard, A.; Goudemand, N.; Brühwiler, T.; Guodun, 2008. Evolution of Early Triassic outer platform paleoenvironments in the Nanpanjiang Basin (South China) and their significance for the biotic recovery. *Sedimentary Geology*, 204: 36-60.

Gand G. 1978. Sur le matériel ichnologique récolté dans le Muschelkalk de Culles-les-Roches (Saône et Loire). *Bull Soc Hist Nat, Le Creusot.*, 35 (2): 21–44.

Gand, G.; De la Horra, R.; Galán-Abellán, B; López-Gómez, J.; Fernández-Berrenechea, J.; Arche, A.; Benito, M. I., 2010. New icnites from the Middle Triassic of the Iberian Ranges (Spain): Palaeoenvironmental and palaeogeographical implications. *Historical Biology*, 22(1): 40-56.

Gand, G.; Garric, J.; Schneider, J.; Walter, H.; Lapeyrie, J.; Martin, C.; Thiery, A., 2008. Nos-traca trackways in Permian playa environments of the Lodève basin (France). *Iberian Geology*, 34(1): 73-108.

García de Madinabeitia, S.; Sánchez Lorda, M. E.; Gil Ibarguchi, J. I., 2008. Simultaneous determination of major to ultratrace elements in geological samples by fusion-dissolution and inductively coupled plasma mass spectrometry techniques. *Analytica Chimica Acta*, 625 (2): 117-130.

García-Gil, S., 1990. Estudio Sedimentológico y paleogeográfico del Triásico en el tercio noroccidental de la Cordillera Ibérica (provincias de Guadalajara y Soria). Tesis doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 183 pp.

García Palacios, P. M. y Lucas, J., 1977. Le Basin triasique de la Branche Castellane de la Chaîne Iberique. II *Geochimie. Cuadernos de Geología Ibérica* 4, 355-368.

Gaschott, O., 1928. Beobachtungen und Versuche an *Triops cancriformis*. (Bosc.). *Zoologische Anzeiger*, 75: 267- 280.

Gerdes, A. y Zeh, A., 2006. Combined U/Pb and Hf isotope LA-(MC)ICP-MS analyses of detrital zircons: Comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, 249: 47-61.

Gerdes, A. y Zeh, A., 2009. Zircon formation versus alteration - New insights from combined U-Pb and Lu-Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of Limpopo Belt. *Chemical Geology*, 261: 230-243.

Gibling, M. R., 2006. Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. *Journal of Sedimentary Research*, 76: 731-770.

Giménez Aguilar, T., 1928. El yacimiento petrolífero de Cuenca. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*



(28): 439-448.

Gombau, 1877. Reseña físico-geológica de la provincia de Tarragona. Bol. Com. Mapa Geol. de España, IV: 181-250.

Gómez-Gras, D., 1993a. El permotrias de las Baleares y de la vertiente mediterránea de la Cordillera Ibérica y del Maestrat: Facies y Petrología sedimentaria (Parte II). Boletín Geológico y Minero, 104-5: 467-515.

Gómez-Gras, D., 1993b. El permotrias de la Cordillera Costero Catalana: Facies y Petrología sedimentaria (Parte I). Boletín Geológico y Minero, 104-2: 115-161.

Gothan, W., 1937. Über eine Buntsandsteinflora von Üdingen bei Düren (Rheinland). Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt, 58: 352-360.

Gradstein, F. M.; Ogg, J. G.; Smith, A. G.; Bleeker, W.; Lourens, L. J., 2004. A new Geologic Time Scale with special reference to Precambrian and Neogene. International Stratigraphic Chart, 27(2): 83-100.

Grauvogel-Stamm, L., 1969. Nouveaux types d'organes reproducteurs male de conifères du Grès à Voltzia (Trias inferieur) des Vosges. Bull. Serv. Carte Géol. d'Alsace- Lorraine 22 (2): 93-120.

Grauvogel-Stamm, L., 1972. Révision de cones males du 'Keuper inferieur' du Worcestershire (Angleterre) attribués à *Masculostrobus willsi* Townrow. Palaeontographica, Abteilung B, 140: 1-26.

Grauvogel-Stamm, L., 1978. La flore du Grès à Voltzia (Buntsandstein supérieur) des Vosges du Nord (France). Morphologie, anatomie, interpretations phylogéniques et paléogéographie. Sci. Géol. Mem. 50: 1-255.

Grauvogel-Stamm, L., 1991. *Bustia ludovici* n. g. n. sp., a new enigmatic reproductive organ from the Voltzia Sandstone (early Middle Triassic) of the Vosges (France). Its bearing on lycopod origin. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 183: 329-345.

Grauvogel-Stamm, L., 1993. *Pleuromeia sternbergii* (Münster) Corda from the Lower Triassic Germany – further observations and comparative morphology of its rooting organ. Review of Palaeobotany and Palynology, 77: 185-212.

Grauvogel-Stamm, L. y Álvarez Ramis, C., 1996. Conifères et pollen in situ du Buntsandstein de l'île de Majorque. Cuadernos de Geología Ibérica, 20, 209-243.

Grauvogel-Stamm, L. y Düringer, P., 1983. *Annalepis zeilleri* Fliche 1910 emend., un organe reproducteur de Lycophyte de la Lettenkohle de l'Est de la France. Morphologie, spores in situ et paléoécologie. Geologische Rundschau, 72: 23-51.

Grauvogel-Stamm, L. y Ash, S. R., 2005. Recovery of the Triassic land flora from the end-Permian life crisis. C. R. Palevol, tomo 4 Fascículo 6-7(6-7): 525-540.

Griesbach, C. L., 1880. Paleontological notes on the Lower Trias of the Himalayas. Rec. Geol.

Surv. India, 13: 94-113.

Guidry, M. W. y Mackenzie F. T., 2003. Experimental Study of Igneous and Sedimentary Apatite Dissolution: Control of pH, Distance from Equilibrium, and Temperature on Dissolution Rates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67 (16): 2949-2963.

Hahne, K., 1930. Das Keltiberische Gebirgsland östlich der linie Cuenca-Teruel-Alfambra. Abh. N.F. 16. Z. Geol. d. Westl. Mediterra. Geb. Traducción por M. San Miguel en Publ. Extr. Geol. España, CSIC (1943)(2): 51-100.

Hallam, A., 2004. Catastrophes and lesser calamities. Oxford University Press. Oxford, 274 pp.

Hallam, A. y Wignall, P.B., 1997. Mass Extinctions and their aftermath. Oxford University Press, New York, 319 pp.

Haubold, H., 1971. Ichnia Amphibiorum et Reptiliorum fossilium. En: Handbuch der palaoherpetologie, Vol. 18. Stuttgart: Encyclopedia of Paleoherpertology. 123 pp.

Hawthorne, F. C.; Krivovichev, S. V.; Burns, P. C., 2000. The crystal chemistry of sulfate minerals. En: Alpers, C. N.; Jambor, J. L.; Nordstrom, D. K. (ed.), Sulfate Minerals, Reviews in mineralogy, 40, Mineralogical Society of America, pp. 1-101.

Heidecke, D. y Neumann, V., 1986. Zur Verbreitung und Ökologie von Triops cancriformis Bosc. und Lepidurus apus L. in der DDR. Hercynia N. F. 24 (2): 166-173.

Henry, D. J. y Guidotti, C. V., 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist* 70: 1-15.

Hernando, S., 1977. Pérmico-Triásico de la región Ayllón-Atienza(provincias de Segovia, Soria y Guadalajara) Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Facultad de Ciencias Geológicas., Universidad Complutense, Madrid, Vol, 2,408 pp.

Heydary, E.; Arzani, N.; Hassanzadeh, J., 2008. Mantle plume: The invisible serial killer-Application to the Permian-Triassic boundary mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 264: 147-162.

Hoef, J. 2004. Stable Isotope Geochemistry. Springer, Berlin, 244 pp.

Isozaki, Y., 1997. Permo-Triassic boundary superanoxia and stratified superocean: Records from lost deep sea. *Science*, 276: 235-238.

Jackson, M. L., 1969. Soil Chemical Analysis-Advanced Course. M. L. Jackson, Madison, Wis., 895 pp.

Jackson, S. E.; Pearson, N. J.; Griffin, W. L.; Belousova, E. A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *chemical Geology*, 211: 47-69.

- Jambor, J. L., 1999: Nomenclature of the alunite supergroup. *Canadian Mineralogist*, 37: 1323-1341.
- Jin, Y. G.; Wang, Y.; Wang, W.; Shang, Q. H.; Cao, C. Q.; Erwin, D. H., 2000. Pattern of marine mass extinction near the Permian-Triassic Boundary in South China. *Science*, 289: 432-436.
- Juez-Larré, J. y Andriessen, P. A. M., 2002. Post Late Paleozoic tectonism in the southern Catalan Coastal Ranges (NE Spain), assessed by apatite fission track analysis. *Tectonophysics*, 349 (1-4): 113-129.
- Juez-Larré, J. y Andriessen, P. A. M. (2006) Tectonothermal evolution of the northeastern margin of Iberia since the break-up of Pangea to present, revealed by low-temperature fission-track and (U-Th)/He thermochronology. A case history of the Catalan Coastal Ranges. *Earth Planet. Sci. Let.* 243: 159-180.
- Kaiho, K.; Kajiwar, Y.; Nakano, T.; Miura, Y.; Kawahata, H.; Tazaki, K.; Ueshima, M.; Chen, Z.Q.; Shi, G.R., 2001. End-Permian catastrophe by a bolide impact: evidence of a gigantic release of sulfur from the mantle. *Geology* 29, 815–818.
- Kampschulte, A. y Strauss, H., 2004. The sulfur isotopic evolution of Phanerozoic seawater based on the analysis of structurally substituted sulfate in carbonates. *Chemical Geology*, 204: 255-286.
- Khalaf, F. I., 1990. Diagenetic alunite in clastic sequences, Kuwait, Arabian Gulf. *Sedimentology*, 37 (1): 155-164.
- Kidder, D. L. y Worsley, T. R., 2004. Causes and consequences of extreme Permo-Triassic warming to globally equable climate and relation to the Permo-Triassic extinction and recovery. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 203: 207-237.
- Kirschbaum, M. A. y McCabe, P. J., 1992. Controls on the accumulation of coal and on the development of anastomosed fluvial systems in the Cretaceous Dakota formation of Southern Utah. *Sedimentology*, 39: 581-598.
- Kisch H. J.; Árkai, P.; Brime, C., 2004. On the calibration of the illite Kübler index (illite “crystallinity”). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 84:323-331.
- Klein, C. y Hurlburt, C. S., 1996. *Manual de mineralogía*. Ed. Reverté. 392 pp.
- Kocurek, G. y Havholm, K., 1993. Eolian sequence stratigraphy - A conceptual framework. En: Weimer, P. y Posamentier, W.H. (Eds.), *Siliciclastic Sequence Stratigraphy*. American Association of Geologists Mem., 52: 1229-1241.
- Korte, C. y Kozur, H. W., 2010. Carbon-isotope stratigraphy across the Permian-Triassic boundary: A review. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(4): 215-235.
- Korte, C.; Kozur, H. W.; Bruckschein, P.; Veizer, J., 2003. Strontium Isotope evolution of Late Permian and Triassic seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67: 47-62.

Kozur, H. W., 1998. Some aspects of the Permian-Triassic boundary (PTB) and the possible causes of the biotic crisis around this boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 143: 227-272.

Krauskopf, K. B. y Bird, D. K., 1995. *Introduction to Geochemistry*. McGraw-Hill, Nueva York, 647 pp.

Krull, E. S.; Retallack, G. J.; Campbell, H. J.; Lyon, G. L., 2000. 13Corg chemostratigraphy of the Permian-Triassic boundary in the Maitai Group, New Zealand: Evidence for high-latitude methane release. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 112: 21-32.

Kübler, B., 1964. Les argiles, indicatrices de métamorphisme. *Rev. Inst. Franc. Petrol.*, 19: 1093-1112.

Kustatscher, E.; Wachtler, M.; Van Konijnenburg-van Cittert, J. H. A., 2007. Horsetails and seed ferns from the Middle Triassic (Anisian) locality Kühwiesenkopf (Monte Prà della Vacca), Dolomites, northern Italy. *Palaeontology*, 50: 1277-1298.

Kustatscher, E.; Hemlsey, A. R.; Van Konijnenburg-van Cittert, J. H. A., 2009. *Lugardonia paradoxa*, a new fertile strobilus with unknown affinities from the Anisian flora of Kühwiesenkopf, the Dolomites, Italy. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 156: 90-97.

Kustatscher, E.; Wachtler, M.; Van Konijnenburg-van Cittert, J. H. A., 2010a. Lycophytes from the Middle Triassic (Anisian) locality Kühwiesenkopf (Monte Prà della Vacca) in the Dolomites (Northern Italy). *Palaeontology*, 53 (3): 595-626.

Kustatscher, E.; Van Konijnenburg-van Cittert, J. H. A.; Roghi, G., 2010b. Macrofloras and palynomorphs as possible proxies for palaeoclimatic and palaeoecological studies: A case study from the Pelsonian (Middle Triassic) of Kühwiesenkopf/Monte Prà della Vacca (Olang Dolomites, N-Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 290 (1-4): 71-80.

Labandeira, C. C., 2005. The fossil record of insect extinction: new approaches and future directions. *American Entomologist* 51: 14-29.

Labandeira, C. y Sepkosky, J., 1993. Insect diversity in the fossil record. *Science*, 261(5119): 310-315.

Lago, M.; De la Horra, R.; Galán-Abellán, B.; Barrenechea, J.; Alonso-Azcárate, J.; Benito, M.I.; Luque, J.; Arche, A., 2010. Subvolcanic rocks intercalated with alluvial Middle-Upper Permian sediments in the Alcotas Fm., Iberian Range, E. Spain. European Geological Union Meeting. Abstracts. Vienna.

Lamare, P. 1928. Le problème du Trias dans les Pyrénées basques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 28: 99-111.

Langford, R. P. y Chan, M. A., 1993. Downwind changes within an ancient dune sea: Permian Cedar Mesa Sandstone, southeast Utah. En: Pye, K. y Lancaster, N. (ed.), *Aeolian Sediments Ancient and Modern*, Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol., 16: 109-126.

Lapparent, A. 1966. Nouveaux gisements de Reptiles Mésozoïques en Espagne. *Not. Comuns.*

Inst. Geol. Minero de España. 84: 103–110.

Lapparent, A. F.; Montadert, L.; Pentecote, R., 1957. Observations géologiques nouvelles entre Chelva et Benageber (province Valencia, Espagne). C. R. Acad. Sc. Paris, 244: 1386-1389.

Lapparent, A. F.; Le Joncour, M.; Mathieu y Plus, B., 1965. Découverte en Espagne d'empreintes de pas de Reptiles mesoziques. Bull. R. Soc. Hist. Nat., 63: 225-230.

Le Roux G., Laverret, L., Shotyk, W., 2006. Fate of calcite, apatite and feldspars in an ombrotrophic peat bog, Black Forest, Germany. Journal of the Geological Society, 163: 641-646.

Leonardi, P., 1959. Orme chiroteriane triassiche spagnole. Estud. Geol., 15: 235–245.

Llopis, N., 1947. Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides. Publicaciones del Instituto Lucas Mallada, CSIC, 364 pp.

Long, D. T.; Fegan, N. E.; Lyons, W. B.; Hines, M. E.; Macumber, P. G.; Gibling, A. M., 1992. The Geochemistry of Acid Groundwater Systems

Geochemistry of acid brines: Lake Tyrrell, Victoria, Australia. Chemical Geology, 96 (1-2): 33-52.

Looy, C. V., 2008. The end-permian biotic crisis: a botanical perspective of the recovery. Abstracts with Programs - Geological Society of America, 40 (6):436.

Looy, C. V.; Brugman, W. A.; Visscher, H., 1999. The delayed resurgence of the equatorial forest after the Permian-Triassic ecological crisis. PNAS, 96(24): 13857-13862.

López-Gómez, J., 1981. El anticlinorio de Cueva de Hierro. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense. 68 pp.

López-Gómez, J., 1985. Sedimentología y estratigrafía de los materiales Pérmicos y Triásicos del sector SE de la rama Castellana de la Cordillera Ibérica entre Cueva del Hierro y Chelva (provincias de Cuenca y Valencia). Seminarios de Estratigrafía. Serie monografías 11, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 442 pp.

López-Gómez, J. y Arche, A., 1992a. Las unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico inferior y medio en el sector de la Cordillera Ibérica. Estudios Geológicos, 48: 123-143.

López-Gómez, J. y Arche, A., 1992b. Paleogeographical significance of the Röt (Anisian, Triassic) Facies (Marines clays, muds and marls Fm.) in the Iberian Ranges, eastern Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 91: 347-361.

López-Gómez, J. y Arche, A., 1993a. Sequence stratigraphic analysis and paleogeographic interpretation of the Buntsandstein and Muschelkalk facies (Permo-Triassic) in the SE Iberian Range, E Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 103: 179-201.

López-Gómez, J. y Arche, A., 1993b. Architecture of the Cañizar fluvial sheet sandstones, Early Triassic, Iberian Ranges, eastern Spain. Spec. Publs Int Ass Sedimet., 17: 363-381.



López-Gómez, J. y Arche, A., 1994. El triásico y Pérmico del SE. de la Cordillera Ibérica, Guía del curso de doctorado.

López-Gómez, J. y Arche, A., 1997. The Upper Permian Boniches Conglomerates Formation: evolution from alluvial fan to fluvial system environments and accompanying tectonic and climatic controls in the southeast Iberian Ranges, central Spain. *Sedimentary Geology*, 114: 267-294.

López-Gómez, J. y Mamet, B., 1990. Sedimentology and petrology of Cañete Dolomites and Limestones Formation (Muschelkalk Facies, Middle to Upper Triassic) Southern Iberian Ranges, Eastern Spain. *Facies*, 23: 1-16.

López-Gómez, J.; Arche, A.; Pérez-López, A., 1985. Sedimentología y estratigrafía de los materiales permicos y triásicos del sector SE de la rama castellana de la Cordillera Iberica entre cueva de hierro y chelva (provincias de Cuenca y Valencia). *Seminarios de Estratigrafía, Serie monografías*(11): 344.

López-Gómez, J.; Alonso, A.; Mas, R.; Meléndez, N., 1988. La Formación Dolomías de Landete (Triásico medio). Un ejemplo de rampa somera, su evolución y diagénesis. *Provincias de Cuenca y Valencia, España. Estudios Geológicos*, 44: 219-232.

López-Gómez, J.; Arche, A.; Calvet, F.; Goy, A., 1998. Epicontinental marine carbonate sediments of the Middle and Upper Triassic in the westernmost part of the Tethys Sea, Iberian Peninsula. *Zbl. Geol. Paläont.*, 9-10: 1033-1084.

López-Gómez, J.; Arche, A.; Pérez-López, A., 2002. Permian and Triassic. En: W. Gibbons y T. Moreno (Editor), *The Geology of Spain*. The Geological Society, London, London, pp. 185-221.

López-Gómez, J.; Arche, A.; Marzo, M.; Durand, M., 2005a. Stratigraphical and palaeogeographical significance of the continental sedimentary transition across the Permian-Triassic boundary in Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229: 3-23.

López-Gómez, J.; De la Horra, R.; Benito, M. I.; Barrenechea, J. F.; Arche, A.; Luque, J.; Alonso-Azcarate, J.; Dieguez, C.; Rodas, M., 2005b. Characteristics of Upper Permian continental sediments and their relationship with the end-permian crisis in the southern Iberian Ranges, Spain. En: S. G. Lucas y K. E. Zeigler (Ed.), *The Nonmarine Permian*. New Mexico Museum of Natural History and Science, New Mexico: 172-177.

López-Gómez, J.; Arche, A.; Vargas, H.; Marzo, M., 2010. Fluvial architecture as a response to two-layer lithospheric subsidence during the Permian and Triassic in the Iberian Basin, eastern Spain. *Sedimentary Geology*, 223 (3-4): 320-333.

Luo, G.; Kump, L. R.; Wang, Y.; Tong, J.; Arthur, M.A.; Yang, H.; Huang, J.; Yin, H.; Xie, S., 2010. Isotopic evidence for an anomalously low oceanic sulphate concentration following end-Permian mass extinction. *Earth and Planetary Science Letters*, 300 (1-2): 101-111

Ludwig, K. R., 2003. *ISOPLLOT/Ex*, version 3, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 4: 71 pp.

- Mägdefrau, K. 1931. Die fossile Flora von Singen in Thüringen und die Pflanzengeographie in Mitteleuropa zur buntsandsteinzeit. *Berichte der Deutschen Botanischen Gesellschaft*, 49: 298–308.
- Mallada, L., 1890. Reconocimiento geográfico y geológico de la provincia de Tarragona. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, XVI: 1-175.
- Mallada, L., 1927. Explicación del Mapa Geológico de España: Sistema Devoniano y Carbonífero. *Mem. Com. Mapa Geol. España*(3): 314.
- Marfil, R.; Scherer, M.; Turrero, M. J., 1995. Diagenetic processes influencing porosity in Triassic Buntsandstein sandstones. *Sedimentary Geology* 105, 203-219.
- Marfil, R.; Bonhome, M.G.; De La Peña, J.A.; Penha Dos Santos, R.; Sell, I., 1996. La edad de las illitas en areniscas de la Cordillera Ibérica mediante el método K/Ar: Implicaciones en la historia diagenética y evolución de la cuenca. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 20: 61-83.
- Márquez, L.; López-Gómez, J.; Trifonova, E., 1994. Datación (foraminíferos) y ambientes sedimentarios de la Formación Dolomías de Landete, Anisiense, Facies Muschelkalk, provincia de Cuenca. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, 84: 1-4.
- Martín, R., 1936. Die geologie von Camarena de la Sierra und Riodeva. *Leidische Geolog. Mede.*, 8: 55-154.
- Martín-Martín, J. D.; Gómez-Gras, D.; Sanfeliu, T.; Thiry, M.; Ruiz-Cruz, M. D.; Franco, F., 2007. Extensive diagenitization of the Permo-Triassic fluvial sandstones from the eastern Iberian Range, Spain. *Clays and Clay Minerals*, 55 (5): 481-490.
- Maruoka, T.; Koeberl, C.; Hancox, P.J.; Reimold, W.U., 2003. Sulfur geochemistry across a terrestrial Permian-Triassic boundary section in the Karoo Basin, South Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 206 (1-2): 101-117.
- Marzo, M., 1980. El Buntsandstein de los Catalánides: Estratigrafía y procesos de sedimentación. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. 317 pp.
- Marzo, M., 1986. Secuencias fluvio-eólicas en el buntsandstein del Macizo de Garraf (Provincia de Barcelona). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 10: 207-233.
- Marzo, M. y Anadón, P., 1977. Evolución y características sedimentológicas de las facies fluviales basales del Buntsandstein de Olesa de Montserrat (provincia de Barcelona). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 4: 211-222.
- Maureta, J. y Thos i Codina, S., 1881. Descripción física, eológica y minera de la provincia de Barcelona. *Mem. Com. Map. Geol. España*, IX. 478 pp.
- McArthur, J. M.; Howarth, R. J.; Bailey, T. R., 2001. Strontium Isotope Stratigraphy: LOWESS Version 3: Best Fit to the Marine Sr-Isotope curve for 0-509 Ma and Accompanying Look-up Table for Deriving Numerical Age. *The Journal of Geology*, 109: 155-170.

McDonough, W. F. y Sun, S. S., 1995: The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223-253.

McLennan, S. M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. En: Lipin, B. R. y McKay, G. A. (ed.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements, Reviews in Mineralogy*, 21, Mineralogical Society of America, pp. 169-200.

Meléndez, F., 1971. Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación con sus posibilidades petrolíferas., *Complutense*, Madrid, 315 pp.

Miall, A. D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: Miall, A. D. (Ed.), *Fluvial sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5: 590-604.

Miall, A. D., 1985. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sciences Review*, 22: 261-308.

Miall, A. D., 1988a. Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: lesson from outcrops studies. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 72: 682-697.

Miall, A. D., 1988b. Facies architecture in clastic sedimentary basins. En: Kleinspehn, K. y Paola, C. (Eds.), *New perspectives in basin analysis*. Springer, Berlin: pp. 67-81.

Miall, A. D., 1992. Alluvial Deposits. En: Walker, R. G. y James, N.P. (Eds.), *Facies Models: response to sea level change*. Geol. Assoc. Can. St. John's, Newfoundland, pp. 119-142

Miall, A. D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag. Berlin. 582 pp.

Morad, S.; Marfil, R.; De la Peña, J. A., 1989. Diagenetic k-feldspar pseudomorphs in the Triassic Buntsandstein sandstones of the Iberian Range. *Sedimentology* 36-, 635-650.

Moore, D. M. y Reynolds, R. C., 1997. *X-Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford University Press, New York, 378 pp.

Muller, D., 1969. Perm und Trias im Valle del Baztan. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 142: 30-43.

Mundil, R. ; Ludwig, K. ; Metcalfe, I. ; Renne, P., 2004. Age and timing of the Permian mass extinctions : U/Pb dating of closed-system zircons. *Science*, 305: 1760-1763.

Mundil, R.; Pálffy, J.; Renne, P. R.; Brack, P., 2010. The Triassic time scale: New constraints and a review of geochronological data. En: Lucas, S. G., (Ed.), *The Triassic Timescale*, Geological Society of London Special Publication, 334: 41-60.

Muttoni, G.; Kent, D.; Olsen, P.; Lowrie, W.; Bernasconi, S.; Hernández F., 2004. Tethyan magnetostratigraphy from Pizzo Mondello (Sicily) and correlation to the Late Triassic Newark astrochronological polarity time scale. *Geological Society of America Bulletin*, 116: 1043-1058.

- Nel, A.; Béthoux, O.; Bechly, G.; Martínez-Declos, X.; Papier, F., 2001. The Permo-Triassic Odonatoptera of the "protodonate" grade (Insecta: Odonatoptera). *Annales de la Société Entomologique de France*, 37: 501-535.
- Newton, R.J.; Pevitt, E.L.; Wignall, P.B.; Bottrell, S.H., 2004. Large shifts in the isotopic composition of seawater sulphate across the Permo-Triassic boundary in northern Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 218 (3-4): 331-345.
- Novak, F.; Paulis, P.; Moravec, B., 1997. Minerals of goyazite-svanbergite series and kemmlitzite from pyrope deposit Vestrev near Hostinné, Northern Bohemia. *Bulletin of the Czech Geological Survey*, 72: 373-380.
- Ogg, J. G., 2004. The Triassic Period. A geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press, 271-236 pp.
- Ogg, J.G.; Ogg, G.; Gradstein, F.M., 2008. The concise Geologic Time Scale. Cambridge University Press, 184 pp.
- Payne, J. L. y Kump, L. R., 2007. Evidence for recurrent Early Triassic massive volcanism from quantitative interpretation of carbon isotope fluctuations. *Earth and Planetary Science Letters*, 256: 264-277.
- Peng, Y. y Shi, G. R., 2009. Life crises on land across the Permian–Triassic boundary in South China. *Global and planetary change*, 65 (3-4):155-165.
- Peng, Y.; Zhang, S.; Yu, T.; Yang, F.; Gao, Y.; Shi, G.R., 2005. High-resolution terrestrial Permian-Triassic eventostratigraphic boundary in western Guizhou and eastern Yunnan, southwestern China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 215 (3-4): 285-295.
- Pe-Piper, G. y Dolansky, L. M., 2005. Early diagenetic origin of Al phosphate-sulphate minerals (woodhouseite and crandallite series) in terrestrial sandstones, Nova Scotia, Canada. *American Mineralogist*, 90: 1434-1441.
- Pérez-Arlucea, M., 1985. Estratigrafía y sedimentología del Pérmico y Triásico en el sector de Molina de Aragón-Albarracín (Provincias de Guadalajara y Teruel). Universidad Complutense, Madrid, 322 pp.
- Pérez-Arlucea, M., 1991. Características de los sedimentos carbonáticos de la segunda transgresión del Triásico medio (Ladiniense) en la zona central de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 143-163.
- Pérez-Arlucea, M. y Sopeña, A., 1986. Estudio sedimentológico del Saxoniense y del Buntsandstein entre Molina de Aragón y Albarracín. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 10: 117-150.
- Pettijohn, F. J., 1975. *Sedimentary Rocks*. HarperCollins, Nueva York, 628 pp.
- Polyak V. J. y Güven N., 1996. Alunite, natroalunite and hydrated halloysite in Carlsbad Cavern and Lechuguilla Cave, New Mexico. *Clays and Clay Minerals*, 44 (6): 843-850.
- Preto, N.; Kustatscher, E.; Wignall, P. B., 2010. Triassic climates-State of the art and perspecti-

ves. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 290: 1-10.

Prokoph, A., Shields, G.A.; Veizer, J. 2008. Compilation and time-series analysis of a marine carbonate  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $\delta^{34}\text{S}$  database through Earth history. *Earth-Science Reviews*, 87 (3-4): 113-133.

Quintero, I.J., De-la-Revilla, 1958. Algunos Fósiles Triásicos de la provincia de Valencia. *Not. y Com. IGME*, 50: 363-367.

Ramos, A., 1979. Estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico al oeste de Molina de Aragón (Provincia de Guadalajara). *Seminarios de Estratigrafía. Serie monografías 6*, Universidad Complutense, Madrid, 313 pp.

Ramos, A.; Sopena, A.; Pérez-Arlucea, M., 1986. Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentation in Northwest Iberian Ranges (Spain). *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 862-875.

Rao, P. D. y Walsh, D.E., 1997. Nature and distribution of phosphorus minerals in Cook Inlet coals, Alaska. *International Journal of Coal Geology*, 33 (1): 19-42.

Rasmussen, B., 1996. Early-diagenetic REE-Phosphate minerals (florencite, gorceixite, crandallite, and xenotime) in marine sandstones: a major sink for oceanic phosphorus. *American Journal of Science*, 296: 601-632.

Redecker, D.; Kodner, R.; Graham, L. E., 2000. Glomalean fungi from the Ordovician. *Science* 289: 1920–1921

Rees, P. M., 2002. Land-plant diversity and the end-Permian mass extinction. *Geological Society of America*, 30(9): 827-830.

Renné, P. R.; Zichao, Z.; Richards, M. A.; Black, M. T.; Basu, A. R., 1995. Synchrony causal relations between Permian -Triassic boundary crises and Siberian flood volcanism. *Science*, 269: 1413-1416.

Retallack, G. J., 1995. Permian-Triassic Life Crisis on Land. *Science*, 267: 77-80.

Retallack, G. J., 1998. Paleoenvironment of the Triassic therapsid *Lystrosaurus* in the central Transantarctic mountains, Antarctica. *Antarctic Journal*, 31(2): 33-35.

Retallack, G.J., 1999. Postapocalyptic greenhouse paleoclimate revealed by earliest Triassic paleosols in the Sydney Basin, Australia. *GSA Bull.* 111: 55-70.

Retallack, G. J.; Veevers, J. J.; Morante, R., 1996. Global coal gap between Permian-Triassic extinction and Middle Triassic recovery of peat-forming plants. *Geological Society of America Bulletin*, 108: 195-207.

Retallack, G. J.; Smith, R. M. H.; Ward, P. D., 2003. Vertebrate extinction across Permian-Triassic boundary in Karoo Basin, South Africa. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 115 (9): 1133-1152.

Retallack, G. J., Greaver, T.; Jahren, A. H., 2007. Return to Coalsack Bluff and the Permian-



Triassic boundary in Antarctica. *Global and Planetary Change*, 55: 90-108.

Rey, D., 1993. Aplicación de técnicas paleomagnéticas al estudio de materiales continentales rojos de edad pérmica y triásica. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 311 pp.

Riba, O. y Rios, J. M., 1960. Observations sur la structure du secteur sud-ouest de la Chaîne Iberique (Espace). Livre mem. P. Fallot. Mem Soc. Geol. France, 1: 257-290.

Riccardi, A. L.; Arthur, M. A.; Kump, L. R., 2006. Sulfur isotopic evidence for chemocline upward excursions during the end-Permian mass extinction. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70: 5740-5752.

Rodríguez-López, J. P.; Meléndez, N.; de Boer, P.; Soria, A.R., 2010. The action of wind and water in a mid-Cretaceous subtropical erg-margin system close to the Variscan Iberian Massif, Spain. *Sedimentology*, 57 (5): 1315-1356.

Roca, E., 1996. La evolución geodinámica de la Cuenca Catalano-Balear y áreas adyacentes desde el Mesozoico hasta la actualidad. *Acta Geológica Hispánica*, 29: 3-25.

Roca, E.; Sans, M.; Cabrera, LL.; Marzo, M., 1999. Modelo tectosedimentario del sector central y septentrional del margen catalán sumergido (cubetas de Barcelona, Sant Feliu, Begur y Riumors-Roses). Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo. AGGEP, Madrid, pp. 99-217.

Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Pearson Educational, Essex, UK, 352 pp.

Royer, D. L., 2006. CO<sub>2</sub>-forced climate thresholds during the Phanerozoic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70: 5665-5675.

Rubidge, B. S., 1995. Biostratigraphy of the Beaufort Group (Karoo Supergroup). Geological Survey of South Africa, Biostratigraphic Series, 1: 1-46.

Runnels, D. D., 1969. Diagenesis, chemical sediments, and the mixing of natural waters. *Journal of Sedimentary Petrology* 39, 1188-1201.

Sáenz-García, C., 1944. Notas y datos de estratigrafía española. *Bol. R. Soc. Hist. Nat.*, 42: 16-25.

Salas, R. y Casas, A., 1993. Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine Cycle of the Eastern Iberian Basin. *Tectonophysics*, 228: 33-35.

San Román, J. y Aurell, M., 1992. Palaeogeographical significance of the Triassic-Jurassic unconformity in the north Iberian Basin (Sierra del Moncayo, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99: 101-117.

Sánchez-Martínez, S.; De la Horra, R.; Arenas, R.; Gerdes, A.; Galán-Abellán, B.; López-Gómez, J.; Barrenechea, J.; Arche, A., en prensa. U-Pb ages of detrital zircons from the Permian-Triassic series of the Iberian Ranges: a record of variable provenance during rift propagation. *Journal of Geology*.

Sánchez-Moya, Y., 1991. Evolución sedimentológica y controles estructurales en un borde de cuenca extensional: comienzo del Mesozoico en un sector del margen occidental de la Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. (Inédita). 414 p.

Schenk, A., 1864. Beiträge zur Flora des Keupers und der rhaetischen Formation. Bericht der Naturforschenden Gesellschaft zu Bamberg, 7: 51–142.

Schimper, W. P. y Mougeot, A., 1844. Monographie des Plantes fósiles du Grès Bigarré de la Chaîne des Vosges. G. Engelmann, Leipzig, 83 pp.

Schmidt, M., 1928. Die Lebewelt unserer Trias. Hohenloh'sche Buchhandlung, F. Rau, Öhringen, 461 pp.

Schultz, L. G., 1964. Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for Pierce-Shale. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap, 391c.

Scotese, 2001. <http://www.scotese.com/>

Scott, K. M., 1987. Solid solution in, and classification of gossan-derived members of alunite-jarosite family, North-west Queensland, Australia. American Mineralogist, 72: 178-187.

Selbmann, L.; de Hoog, G. S.; Mazzaglia, A.; Friedmann, E. I.; Onofri, S., 2005. Fungi at the edge of life: Cryptoendolithic black fungi from Antarctic desert. Studies in Mycology 51: 1–32.

Sephton, M. A.; Looy, C. V.; Veefkind, R. J.; Brinkhuis, H.; De Leeuw, J. W.; Visscher, H., 2002. Synchronous record of  $\delta^{13}\text{C}$  shifts in the ocean and atmosphere at the end of the Permian. Geological Society of America (Special Paper), 356: 455-462.

Sepkoski, J. J., 1984. A kinetic model of Phanerozoic taxonomic diversity. III. Post-Paleozoic families and mass extinction during the Paleozoic Palaeobiology, 10: 246-267.

Silvestri, S. M. y Olsen, P. E., 1988. Uniquely preserved trackway of the reptile ichnotaxon *Rhynchosauroides hyperbates* Baird from the Late Triassic of Arcola, Pennsylvania, associated forms, and significance to Carnian-Norian extinction. Geological Society of America Bulletin, 20: 1–70.

Smith, R.; Botha, J., 2005. The recovery of terrestrial vertebrate diversity in the South African Karoo Basin after the end-Permian extinction. C. R. Palevol, 4(6-7): 555-568.

Solé de Porta, N. y Torrentó, L., 1985. Sucesiones microflorísticas en el Trías de los Catalánides (NE de España). Revista d'Investigacions Geològiques, 41:17-22.

Solé de Porta, N.; Calvet, F.; Torrentó, L., 1987. Análisis palinológico del Triásico de los Catalánides (NE de España). Cuadernos de Geología Ibérica, 11, 237-254.

Sopeña, A., 1979. Estratigrafía del Pérmico y Triásico del NO de la Provincia de Guadalajara. Seminarios de Estratigrafía. Serie monografías 5, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 329 pp.

Sopeña, A.; López, J.; Arche, A.; Pérez-Arlucea, M.; Ramos, A.; Virgili, C.; Hernando, S., 1988. Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula. Triassic-Jurassic rifting (Dev. Geotech., 22B). Elsevier, Amsterdam, 757-786 pp.

Sopeña, A.; Doubinger, J.; Ramos, A.; Pérez-Arlucea, M., 1995. Palynologie du Permien et du Trias dans le centre de la Peninsule Iberique. Sciences geologiques Bulletin, 48: 119-157.

Soria, A.; Liesa, C.; Rodríguez-López, J. P.; Meléndez, N.; de Boer, P. Meléndez, A., 2011. An Early Triassic evolving erg system (Iberian Chain), NE Spain): Paleoclimate implications. Terra Nova, 23: 76-84.

Sperling, E. A.; Ingle, J. C., 2006. A permian-Triassic boundary section at Quinn River crossing, northwestern Nevada, and implications for the cause of the Early Triassic chert gap on the western Pangea margin. Geological Society of America Bulletin, 118: 733-746.

Spindler, L.: [http://www.geo.tu-freiberg.de/oberseminar/os06\\_07/Spindler\\_Linda.pdf](http://www.geo.tu-freiberg.de/oberseminar/os06_07/Spindler_Linda.pdf)

Spötl, C., 1990. Authigenic aluminium phosphste-sulphates in sandstones of the Mitterberg Formation, Northern Calcareous Alps, Austria. Sedimentology, 37: 837-845.

Stacey, J. S. y Krammers, J. D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. Earth and Planetary Science Letters, 26: 207-221.

Stampfli, G. M. y Borel, G. D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. Earth and Planetary Science Letters, 196: 17-33.

Steiner, M. B.; Yoram Eshet, Y.; Michael R. Rampino, M. R.; Schwindt, D. M., 2003. Fungal abundance spike and the Permian–Triassic boundary in the Karoo Supergroup (South Africa). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 194 (4): 405-414.

Stoffregen, R. E. y Alpers, Ch. N., 1987. Woodhouseite and svanbergite in hydrothermal ore deposits: products of apatite destruction during advanced argillic alteration. Canadian Mineralogist, 25: 201-211.

Strauss, H., 1997. The isotopic composition of sedimentary sulfur through time. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 132: 97-118.

Sultan, K. y Shazili, N. A., 2009. Rare earth elements in tropical surface water, soil and sediments of the Terengganu River Basin, Malaysia. Journal of Rare Earths, 27 (6): 1072-1078.

Szurlies, M.; Bachmann, G. H.; Menning, M.; Nowaczyk, N. R.; Käding, K. C., 2003. Magnetostratigraphy and high resolution lithostratigraphy of the Permian-Triassic boundary interval in Central Germany. Earth and Planetary Science Letters, 212: 263-278.

Szurlies, M., 2007. Latest Permian to Middle Triassic cyclo-magnetostratigraphy from the Central European Basin, Germany: implications for the geomagnetic polarity timescale. Earth and Planetary Science Letters, 261: 602-619.

Tan, K., 1984. Andosols. Van Nostrand-Reinhold, New York, 418 pp.

Tasch, P. (1969) Branchiopoda. En: Moore, R. C. (ed.), Treatise on Invertebrate Paleontology, Part R, Arthropoda 5, V. 1: R141-R163.

Thiry, M.; Galbois, J.; Schmitt, J. M., 2006. Unusual phosphate concretions related to groundwater flow in a continental environment. *Journal of Sedimentary Research*, 76: 866-870.

Thomas, R., 2004. Practical Guide to ICP-MS. Marcel Dekker, Nueva York, 324 pp.

Tripplehorn, D. y Bohor, B., 1986. Volcanic Ash Layers in Coal: Origin, Distribution, Composition, and Significance. En: Vorres, K. S. (ed.), Mineral Matter and Ash in Coal. American Chemical Society Symposium series, 301: 90-98.

Tripplehorn, D. y Finkelman, R. B., 1990. Replacement of glass shards by aluminum phosphate in a Middle Pennsylvanian Tonstein from Eastern Kentucky. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 21: PA52.

Tripplehorn, D.; Stanton, R. W.; Ruppert, L. F.; Crowley, S. S., 1991. Volcanic Ash dispersed in the Wyodak-Anderson coal bed. Powder River Basin, Wyoming. *Organic Geochemistry*, 17: 567-575.

Tucker, M. E.; Calvet, F.; Hund, D., 1993. Sequence stratigraphy of carbonate ramps, systems tracts, models and an application to the Muschelkalk platforms of eastern Spain. En: Posamentier, H. W.; Summerhayes, C. P.; Haq, B. U.; Allen, G. P. (ed.), Stratigraphy and Facies Association in a Sequence Stratigraphic Framework, Spec. Publs. Int. Ass. Sed., 15: 397-415.

Twitchett, R. J., 1999. Palaeoenvironments and faunal recovery after the end-Permian mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 154: 27-37.

Twitchett, R. J., 2006. The palaeoclimatology, palaeoecology and palaeoenvironmental analysis of mass extinction events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 232(2-4): 190-213.

Twitchett, R. J.; Looy, C. V.; Morante, R.; Visscher, H.; Wignall, P. B., 2001. Rapid and synchronous collapse of marine and terrestrial ecosystems during the end-Permian biotic crisis. *Geology*, 29(4): 351-354.

Van Konijnenburg-van Citter, J. H. A., Kustatscher, E.; Wachtler, M., 2006. Middle Triassic (Anisian) ferns from Kühwiesenkopf (Monte Prà della Vacca), Dolomites, northern Italy. *Palaeontology*, 49, 943-968.

Van Wees, J. D.; Arche, A.; Bejldorff, C. G.; López-Gómez, J.; Cloetingh, S. A. P. L., 1998. Temporal and spatial variations in tectonic subsidence in the Iberian Basin (eastern Spain): inferences from automated forward modelling of high-resolution stratigraphy (Permian-Mesozoic). *Tectonophysics*, 300: 285-310.

Vargas, H., 2002. Análisis y comparación de la subsidencia entre las cuencas Ibérica y Ebro Central durante el Pérmico y el Triásico y su relación con el relleno sedimentario. Tesis de li-

cenciatura, Universidad Complutense, Madrid, 310 pp.

Vargas, H.; Gaspar-Escribano, J.; López-Gómez, J.; van Wees, J. D.; Cloetingh, S.; De la Hoz, R.; Arche, A., 2009. A comparison of the Iberia and Ebro basins during the Permian and Triassic, eastern Spain: A quantitative subsidence modelling approach. *Tectonophysics*, 474: 160-183.

Veevers, J. J.; Conaghan, P. L.; Shaw, S. E., 1994. Turning point in Pangean environmental history at the Permian/Triassic (P/Tr) boundary. En: Klein, G. (Ed.), *Pangea: Paleoclimate, Tectonics, and Sedimentation during accretion, Zenith and Breackup of a Supercontinent*. Geological Society of America, Special Paper, Boulder, Colorado, pp. 187-196.

Vera, J. A., 2004. *Geología de España*. Sociedad Geológica de España, Instituto Geológico y Minero. 884 pp.

Verneuill, E. y Collomb, E., 1852. Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne. *Bull. Soc. Géol. France*, 10: 61-147.

Verneuill, E. y Collomb, E., 1853. Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne. *Bull. Soc. Geol. Medit Associe au CNRS*. Universite Paul Sabater, 445 pp.

Vilanova, J., 1863. Ensayo de descripción geognóstica de la provincia de Teruel, en sus relaciones con la agricultura de la misma. Junta de estadística, Madrid: 312pp.

Vilanova, J., 1881. Reseña geológica de la provincia de Valencia. *Bol. Soc. Geográfica de Madrid*, 11: 116-137.

Villard, P., 1973. *Reserches sur le cycle alpin dans la Chain Iberique sud occidentale*. Tesis Doctoral, Paul Sabatier, Toulouse, 445 pp.

Villaseca, S., 1920. Contribució a l'estudi dels terrenys triásics de la provincia de Tarragona. *Treb. Mus. Cienc. Nat. Barcelona*, VIII, 66 pp.

Virgili, C., 1958. El Triásico de los Catalánides. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 59, Madrid, 856 pp.

Virgili, C.; Hernando, S.; Ramos, A.; Sopeña, A., 1973. Nota previa sobre el Pérmico de la Cordillera Ibérica, y bordes del sistema Central. *Acta Geol. Hispánica*, 8: 73-80.

Virgili, C; Sopeña, A.; Ramos, A.; Hernando, S., 1977. Problemas de la cronoestratigrafía del Trias en España. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 4: 57-88.

Virgili, C.; Hernando, S.; Ramos, A.; Sopeña, A., 1989. Permian subdivision in the Iberian Microplate (Western Tethys). XI *Congres International de Stratigraphie et Geologie du Carbonifer*. *Compte Rendu*, Beijing, pp. 277-285.

Virgili, C., 2008. The Permian-Triassic transition: Historical review of the most important ecological crises with special emphasis on the Iberian Peninsula and Western-Central Europe. *Jo-*



urnal of Iberian Geology, 34(1): 123-158.

Walker, T. R., 1967. Formation of red beds in modern and ancient deposits. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 78, 353-368.

Ward, P. D.; Montgomery, D. R.; Smith, R. M. H., 2000. Altered river morphology in South Africa related to the Permian-Triassic Extinction. *Science*, 289: 1741-1743.

Ward, P. D.; Botha, J.; Buik, R.; De Kock, M. O.; Erwin, D. H.; Garrison, G. H.; Kirschvink, J. L.; Smith, R., 2005. Abrupt and gradual extinction among Late Permian Land vertebrates in the Karoo Basin, South Africa. *Science*, 307(5710): 709-714.

Wignall, P. B.; Twitchett, R. J., 2002. Extent, duration and nature o the Permian-Triassic superanoxic event. *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*. Geological Society of America (Special Paper), Boulder, CO., 395-413 pp.

Willis, K. J. y McElwain, J. C., 2002. *The evolution of plants*. Oxford University Press. Oxford, 392 pp.

Woods, A. D.; Bottjer, D. J.; Mutti, M.; Morrison J., 1999. Lower Triassic large sea-floor carbonate cements: Their origin and a mechanism for the prolonged biotic recovery from the end-Permian mass extinction. *Geology*, 27(7): 645-648.

Woods, A. D., 2005. Paleooceanographic and paleoclimatic context of Early Triassic time. *C. R. Palevol*, 4(6-7): 395-404.

Yan, X.; Kerrich, R.; Hendry, M. J., 2001. Distribution of the rare earth elements in porewaters from a clay-rich aquitard sequence, Saskatchewan, Canada. *Chemical Geology*, 176: 151-172.

Yang, Z.; Wu, S.; Yin, H.; Xu, G.; Zhang, K.; Bi, X., 1993. *Permo-Triassic events of South China*. Geological Publishing House, Pekín, 153 pp.

Yang, S. Y.; Jung, H. S.; Choi, M. S.; Li, C. X., 2002. The rare earth element compositions of the Changjiang (Yangtze) and Huanghe (Yellow) river sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 201: 407-419.

Yin, H.; Yang, F.; Zhang, K.; Yang, W., 1986. A proposal to the biostratigraphic criterion of Permian/Triassic boundary. *Memorie della Societa Geologica Italiana*, 34: 329-344.

Yin, H. y Tong, J., 1998. Multidisciplinary high resolution correlation of the Permian-Triassic boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 143(4): 199-212.

Yin, H.; Zhang, K.; Tong, J.; Yang, Z.; Wu, S., 2001. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian-Triassic Boundary. *Episodes*, 24(2): 102-114.

Ziegler, P. A., 1990. *Geological atlas of western and central Europe*. Shell. *Int. Lithosphere Program*, 148: 239 pp.

**Anexos**



## GRANULOMETRÍAS

Lutitas	Areniascas						
lutitas	Muy fina	Muy fina	Fina	Fina	Media	Media	Gruesa
<62	62-88	88-125	125-177	177-250	250-350	350-500	500-710
<fl*	fl*	fu*	fl	fu	ml	mu	csrl
1	2	2	3	3	4	4	5

Muestras	Tamaño de grano
RM 1	4
RM 3	3
RM 4	3
RM 5	4
RM 7	3
RM 8	3
RM 9	3
RM 10	4
RM 11	5
RM 13	3
RM 14	4
RM 16	3
RM 19	3
RM 21	5

Tabla 1.a: Columna de Río Mayor

Muestra	Tamaño de grano
Tal 201	3
Tal 204	1
Tal 209	2
Tal 211	1
Tal 213	3
Tal 216	3
Tal 217	3
Tal 219	3
Tal 220	3
Tal 221	3
Tal 223	3
Tal 226	3
Tal 228	4
Tal 229	4
Tal 230a	4
Tal 230b	3
Tal 231	4
Tal 232	4

Tabla 1b: Columna de Talayuelas

Muestras	Tamaño de grano
Gat 1	2
Gat 2	3
Gat 3	2
Gat 4	3
Gat 5	3
Gat 6	2
Gat 7	2
Gat 8	2
Gat 9	3
Gat 10	3
Gat 11	4
Gat 12	2
Gat 13	2
Gat 14	1
Gat 15	2
Gat 16	2
Gat 17	2
Gat 18	1
Gat 19	2
Gat 19b	2
Gat 20	2
Gat 21	2
Gat 22	2
Gat 23	1
Gat 24	1
Gat 25	1
Gat 26	2
Gat 27	3
Gat 28	1
Gat 29	2
Gat 31	2
Gat 32	2
Gat 33	2
Gat 34	2

Tabla 1 c: Columna de Gátova

Muestras	Tamaño de grano
Beni 201	3
Beni 202	2
Beni 204	2
Beni 205	2
Beni 207	2
Beni 208	2
Beni 210	3
Beni 212	3
Beni 213	2
Beni 214	3
Beni 215	3
Beni 216	2
Beni 101	2
Beni 102	2
Beni 103	2
Beni 104	2
Beni 105	2
Beni 106	2
Beni 107	2
Beni 108	2

Tabla 1 d: Columna de Benicassim

Muestras	Tamaño de grano
Turo 3	3
Turo 6	1
Turo 8	2
Turo 9	2
Figa 3	2
Figa 5	2
Figa 9a	2
Figa 9b	2

Tabla 1 e: Columnas de La Palma y El Figaró

MINERAL	PODER REFLECTANTE	REFELXIÓN	REFERENCIA
Cuarzo	1,5	4,25	Diebold <i>et al.</i> (1963)
Feldespatos	1	3,18	Schultz (1964)
Hematites	0,79	2,69	Van der Marel ( 1966)
Calcita	1	3,03	Diebold <i>et al.</i> (1963)
Dolomita	1	2,88	Diebold <i>et al.</i> (1963)
Filosilicatos	0,1	4,45	Schultz (1964)
Ilita	0,65	5	Nieto (1983)
Caolinita	2	7	Barahona (1974)

Tabla 2: Poderes reflectantes y reflexiones utilizadas para la la cuantificación de los diferentes minerales, por el método del polvo policristalino y el método de agregados orientados.



Serie	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas
Muestra	Gat 1	Gat 7	Gat 9	Gat 11	Gat 11	Tal 220	Tal 220	Tal 220
Metros	3	55,9	113	142,5	142,5	58,2	58,2	58,2
Mineral	Kfs	Kfs	Kfs	Kfs	Kfs	Kfs	Kfs	Kfs
Nº análisis	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	63,42	64,34	63,76	63,48	64,92	62,91	63,32	63,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,00	18,67	18,99	19,12	19,50	18,16	18,66	18,01
CaO	0,04	0,04	0,07	0,10	0,02	0,03	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	1,30	0,68	0,84	0,42	0,99	1,11	0,17	0,01
K <sub>2</sub> O	15,72	16,24	16,36	16,07	15,31	15,60	17,27	17,63
Total	99,48	99,98	100,01	99,20	100,74	97,80	99,42	99,19
Si	2,94	2,96	2,95	2,95	2,96	2,98	2,96	2,98
Al	1,04	1,01	1,03	1,05	1,05	1,01	1,03	1,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,12	0,06	0,07	0,04	0,09	0,10	0,02	0,00
K	0,93	0,95	0,96	0,95	0,89	0,94	1,03	1,06
Átomos de Oxígeno	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00

Tabla 3: Análisis químicos de Feldespatos potásicos.

Serie	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas
Muestra	Tal 220	Tal 220	Tal 230b	Tal 230b	Tal 230b	Tal 230b	Tal 232	Tal 232	Tal 232
Metros	58,2	58,2	114,9	114,9	114,9	114,9	126	126	126
Mineral	Kfs	Kfs	Kfs	Kfs	Kfs	Kfs	kfs	Kfs	kfs
Nº análisis	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	63,67	63,28	64,60	63,42	63,94	63,25	63,90	63,85	63,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,05	18,44	18,21	18,16	18,21	18,21	18,04	18,30	18,43
CaO	0,06	0,03	0,02	0,03	0,10	0,04	0,07	0,06	0,04
Na <sub>2</sub> O	1,24	0,46	1,03	0,45	0,36	0,27	1,10	0,54	0,93
K <sub>2</sub> O	15,82	16,92	14,94	15,99	16,53	16,16	15,24	16,40	15,53
Total	99,84	99,13	98,79	98,04	99,14	97,93	98,36	99,15	98,41
Si	2,95	2,96	3,00	2,99	2,98	2,99	2,99	2,98	2,97
Al	1,04	1,02	1,00	1,01	1,00	1,01	1,00	1,01	1,02
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,11	0,04	0,09	0,04	0,03	0,02	0,10	0,05	0,08
K	0,93	1,01	0,88	0,96	0,98	0,97	0,91	0,98	0,93
Átomos de Oxígeno	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00

Tabla 3: Análisis químicos de Feldespatos potásicos Cont 1).

Serie	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova
Muestra	Gat 1	Gat 1	Gat 1	Gat 1	Gat 7	Gat 7	Gat 7	Gat 13
Metros	3	3	3	3	55,9	55,9	55,9	162,6
Mineral	Bt	Mc	Mc	Mc	Mc	Mc	Mc	Bt
Nº análisis	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	28,46	45,54	45,35	47,38	53,08	49,95	50,01	37,09
TiO <sub>2</sub>	0,53	0,18	0,76	0,17	0,12	0,33	0,00	2,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,06	28,39	34,46	31,36	31,58	29,94	30,01	18,91
FeO	42,56	10,10	1,36	3,61	1,16	1,29	1,73	22,07
MnO	0,04	0,01	0,00	0,05	0,01	0,00	0,03	0,05
MgO	0,86	1,42	0,76	1,23	1,26	1,45	2,07	5,30
CaO	0,25	0,14	0,03	0,04	0,22	1,78	0,22	0,15
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,03	0,71	0,22	1,09	0,82	0,02	0,16
K <sub>2</sub> O	3,85	7,24	9,53	10,16	7,81	7,46	9,85	6,41
F	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	92,76	93,04	93,03	94,21	96,32	93,04	93,95	92,17
Si	4,93	6,37	6,15	6,42	6,81	6,68	6,67	5,75
Al(IV)	3,07	1,63	1,85	1,58	1,19	1,32	1,33	2,25
Ti	0,07	0,02	0,08	0,02	0,01	0,03	0,00	0,24
Al(VI)	0,21	3,05	3,66	3,43	3,58	3,40	3,39	1,21
Fe	6,17	1,18	0,15	0,41	0,12	0,14	0,19	2,86
Mn	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	0,22	0,30	0,15	0,25	0,24	0,29	0,41	1,23
Ca	0,05	0,02	0,01	0,01	0,03	0,26	0,03	0,02
Na	0,05	0,01	0,19	0,06	0,27	0,21	0,01	0,05
K	0,85	1,29	1,65	1,76	1,28	1,27	1,68	1,27
F	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Átomos de Oxígeno	22	22	22	22	22	22	22	22

Tabla 4: Análisis químicos de Micas (Mc: Moscovita; Bt: Biotita).

Serie	Gátova	Gátova	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas
Muestra	Gat 33	Gat 33	Tal 204	Tal 204	Tal 204	Tal 204	Tal 220	Tal 230b	Tal 230b	Tal 230b	Tal 230b	Tal 232
Metros	312,2	312,2	6,5	6,5	6,5	6,5	58,2	114,9	114,9	114,9	114,9	126
Mineral	Mc (centro)	Bt (Borde)	Mc	Bt	Bt	Bt (poro)	Mc	Bt	Mc	Mc	Mc	Mc
Nº análisis	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
SiO <sub>2</sub>	46,21	38,10	45,31	46,56	46,40	49,42	41,26	49,45	47,31	46,71	49,12	
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,36	0,12	0,40	0,28	0,20	1,10	0,04	0,02	0,06	0,22	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	36,01	28,97	33,77	25,57	28,81	29,74	24,00	29,89	32,01	31,55	29,09	
FeO	1,47	17,49	1,80	8,68	9,64	2,92	12,07	2,02	1,62	3,44	1,94	
MnO	0,06	0,01	0,02	0,03	0,04	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,03	
MgO	0,66	0,69	0,88	1,81	1,78	0,93	3,80	2,02	1,00	1,17	2,06	
CaO	0,02	0,07	0,06	0,13	0,16	0,02	0,37	0,43	0,22	0,27	0,32	
Na <sub>2</sub> O	0,52	0,32	0,17	0,26	0,10	0,26	0,08	0,02	0,03	0,03	0,05	
K <sub>2</sub> O	10,39	8,13	10,43	7,65	7,81	9,22	9,43	9,08	8,88	8,80	8,76	
F	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	
Total	95,65	94,12	92,56	91,09	95,02	92,71	92,22	92,97	91,09	92,03	91,59	
Si	6,12	5,61	6,21	6,63	6,28	6,71	6,09	6,67	6,50	6,43	6,71	
Al(IV)	1,88	2,39	1,79	1,37	1,72	1,29	1,91	1,33	1,50	1,57	1,29	
Ti	0,03	0,04	0,01	0,04	0,03	0,02	0,12	0,00	0,00	0,01	0,02	
Al(VI)	3,74	2,64	3,67	2,93	2,88	3,47	2,26	3,43	3,69	3,54	3,39	
Fe	0,16	2,16	0,21	1,03	1,09	0,33	1,49	0,23	0,19	0,40	0,22	
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	0,13	0,15	0,18	0,38	0,36	0,19	0,84	0,41	0,20	0,24	0,42	
Ca	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,06	0,06	0,03	0,04	0,05	
Na	0,13	0,09	0,05	0,07	0,03	0,07	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	
K	1,76	1,53	1,82	1,39	1,35	1,60	1,77	1,56	1,56	1,54	1,53	
F	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	
Átomos de Oxígeno	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	

Tabla 4: Análisis químicos de Micas (Mc: Moscovita; Bt: Biotita) (cont. 1).

Tabla 4: Análisis químicos de Micas (Mc: Moscovita; Bt: Biotita)(Cont. 3).

Tabla 4: Análisis químicos de Micas (Mc: Moscovita; Bt: Biotita)(Cont. 3).

Serie	Gátova	Gátova	Gátova	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas
Muestra	Gat 11	Gat 19	Gat 19	Tal 230B	Tal 232	Tal 232
Metros	142,5	178,5	178,5	114,9	126	126
Mineral	Turmalina	Turmalina	Turmalina	Turmalina	Turmalina	Turmalina
Nº análisis	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	36,08	35,29	36,89	36,92	35,71	35,17
TiO <sub>2</sub>	0,29	0,23	0,74	0,20	0,92	0,31
*B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,45	10,22	10,69	10,70	10,34	10,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	36,41	34,68	34,34	34,30	33,81	35,43
FeO	10,02	12,51	4,71	6,70	6,66	10,63
MnO	0,06	0,04	0,00	0,01	0,06	0,12
MgO	2,19	1,91	7,29	5,09	5,55	1,97
CaO	0,06	0,18	0,84	0,14	0,58	0,17
Na <sub>2</sub> O	1,41	1,94	2,12	1,52	1,89	1,73
K <sub>2</sub> O	0,00	0,05	0,01	0,01	0,04	0,05
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00
F	0,00	0,08	0,01	0,00	0,02	0,22
Total	86,56	86,93	86,97	84,93	85,33	85,91
Total (+B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	97,01	97,15	97,66	95,63	95,68	96,10
Si	5,53	5,49	5,53	5,67	5,51	5,46
Ti	0,03	0,03	0,08	0,02	0,11	0,04
B	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Al	6,57	6,35	6,07	6,21	6,15	6,48
Fe	1,28	1,63	0,59	0,86	0,86	1,38
Mn	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02
Mg	0,50	0,44	1,63	1,17	1,28	0,45
Ca	0,01	0,03	0,13	0,02	0,10	0,03
Na	0,42	0,58	0,61	0,45	0,56	0,52
K	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,11
Átomos de Ox.	23	23	23	23	23	23

Tabla 5: Análisis químicos de Turmalinas.



Serie	Gátova	Gátova	Gátova	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas
Muestra	Gat 7	Gat 19	Gat 19	Tal 230b	Tal 230b	Tal 230b	Tal 230b	Tal 230b	Tal 230b	Tal 230b	Tal 232
Metros	55,9	178,5	178,5	114,9	114,9	114,9	114,9	114,9	114,9	114,9	126
Mineral	Circón	Circón	Circón	Circón	Circón	Circón	Circón	Circón	Circón	Circón	Circón
Nº análisis	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
SiO2	33,78	32,63	32,23	31,98	32,23	31,91	32,24	32,20	32,32	32,52	
ZrO2	65,18	66,40	66,63	67,15	66,19	65,43	65,82	66,51	66,15	66,34	
HfO2	n.a.	1,21	1,11	0,89	1,80	1,92	1,03	1,14	1,52	1,56	
P2O5	0,265	0,014	0,286	0,049	0,013	0,021	0,051	0,053	0,038	0,066	
Y2O3	n.a.	0,02	0,30	0,03	0,00	0,00	0,02	0,04	0,02	0,02	
UO2	n.a.	0,012	0	0	0,006	0,032	0	0	0	0	
Total	99,23	100,29	100,55	100,10	100,25	99,31	99,17	99,95	100,04	100,51	
Si	1,02	1,00	0,98	0,98	0,99	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	
Zr	0,96	0,99	0,99	1,01	0,99	0,99	0,99	1,00	0,99	0,99	
Hf	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	
P	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Y	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
U	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Átomos de Oxígeno	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	

Tabla 6: Análisis químicos de Circones.

serie	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova
Muestra	Gat 9	Gat 9	Gat 13	Gat 19	Gat 19	Gat 33	Gat 33
metros	113,00	113,00	162,60	113,00	113,00	312,2	312,2
Mineral	Apatito	Apatito	Apatito	Apatito	Apatito	Apatito	Apatito
Nº análisis	1	2	3	4	5	6	7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,07	0,06	0,00	1,33	0,02	0,02
MgO	0,03	0,00	0,03	0,10	0,15	0,00	0,00
FeO	0,20	0,04	0,08	0,81	0,17	0,10	0,37
MnO	0,17	0,00	0,34	0,33	0,00	0,10	0,51
CaO	54,38	56,13	56,85	52,78	52,12	54,29	54,52
SrO	0,11	0,11	0,14	0,10	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,00	0,07	0,10	0,44	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,07	0,00	0,34	0,00	0,00
BaO	0,01	0,04	0,05	n.a.	n.a.	0,00	0,00
SO <sub>3</sub>	0,02	0,03	0,06	0,00	0,85	0,00	0,00
ZrO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	41,79	40,87	38,65	41,49	36,81	43,09	42,87
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,10	0,01
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,22	0,09
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,21	0,09
F	2,99	3,60	2,56	2,42	2,21	0,00	0,00
Cl	0,01	0,09	0,02	0,03	0,02	0,00	0,00
Total	99,78	100,97	98,97	98,19	94,46	98,12	98,47
Al 3+	0,00	0,02	0,02	0,00	0,38	0,01	0,01
Mg	0,01	0,00	0,01	0,03	0,04	0,00	0,00
Fe 2+	0,03	0,01	0,01	0,12	0,02	0,01	0,05
Mn	0,02	0,00	0,05	0,05	0,00	0,02	0,08
Ca	9,66	9,85	10,42	9,59	9,11	10,10	10,13
Sr	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,00	0,01	0,02	0,07	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
S	0,00	0,01	0,02	0,00	0,31	0,00	0,00
Zr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
P	5,87	5,67	5,60	5,95	5,08	6,33	6,29
La	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ce	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Nd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
F	1,57	1,86	1,39	1,30	1,14	0,00	0,00
Cl	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Ox. atom.	26,00	26,00	26,00	26,00	26,00	26,00	26,00
suma Ca	9,76	9,91	10,57	9,81	10,67	10,15	10,26
suma P	5,87	5,67	5,60	5,95	5,08	6,33	6,29
F+Cl	1,57	1,89	1,39	1,31	1,14	0,00	0,00
clasif.	F-Ap	F-Ap	F-Ap	F-Ap	F-Ap	F-Ap	F-Ap

Tabla 7a: Análisis químicos de Apatitos.

serie	Benicassim	Cataluña	Cataluña	Cataluña	Cataluña	Cataluña
Muestra	Beni 105	Turo 3	Turo6	Turo 8	Turo 8	Turo 9
metros	170,5	4,5	13,2	28,3	28,3	36,0
Mineral	Apatito	Apatito	Apatito	Apatito	Apatito	Apatito
Nº análisis	8	9	10	11	12	13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	1,18	1,50	0,63	0,00	0,00
MgO	0,00	0,06	0,31	0,00	0,00	0,00
FeO	0,60	0,73	0,67	0,19	0,05	0,51
MnO	0,00	0,25	0,01	0,01	0,07	0,09
CaO	53,79	52,81	53,38	55,43	55,77	54,06
SrO	0,09	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,34	0,11	0,02	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,13	0,25	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
SO <sub>3</sub>	0,02	0,19	0,10	0,00	0,00	0,00
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,00	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	40,96	40,81	39,06	41,57	42,99	41,97
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	0,00	0,04	0,02	0,01	0,16
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	0,02	0,01	0,01	0,09	0,46
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	0,03	0,07	0,02	0,07	0,32
F	2,64	3,17	3,33	0,00	0,00	0,00
Cl	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	98,57	99,56	98,77	97,88	99,06	97,56
Al 3+	0,03	0,33	0,42	0,19	0,00	0,00
Mg	0,00	0,01	0,07	0,00	0,00	0,00
Fe 2+	0,09	0,10	0,09	0,03	0,01	0,07
Mn	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01
Ca	9,74	9,08	8,99	10,33	10,28	10,16
Sr	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
S	0,01	0,07	0,04	0,00	0,00	0,00
Zr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	5,86	5,54	5,20	6,12	6,26	6,23
La	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ce	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03
Nd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
F	1,41	1,61	1,65	0,00	0,00	0,00
Cl	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ox. atom.	26,00	26,00	26,00	26,00	26,00	26,00
suma Ca	9,93	9,96	10,36	10,58	10,32	10,33
suma P	5,86	5,54	5,20	6,12	6,26	6,23
F+Cl	1,42	1,61	1,65	0,00	0,00	0,00
clasif.	F-Ap	F-Ap	F-Ap	F-Ap	F-Ap	F-Ap

Tabla 7a: Análisis químicos de Apatitos (Cont.).

serie	Gátova	Talayuelas	Cataluña	Cataluña
muestra	Gat 19	Tal 220	Turo 8	Turo 9
metros	178,500	58,2	28,3	36,0
mineral	Monacita	Monacita	Monacita	Monacita
Nº análisis	1	2	3	4
P2O5	30,622	29,251	29,907	29,855
Y2O3	1,759	1,091	2,393	2,183
La2O3	10,912	15,310	11,442	14,384
Ce2O3	27,638	30,612	27,164	27,669
Pr2O3	3,011	3,123	3,101	3,136
Nd2O3	10,344	11,741	12,404	11,865
Sm2O3	2,059	1,828	2,154	1,857
Gd2O3	2,229	2,497	2,550	2,241
Tb2O3	0,032	0,001	0,000	0,000
Dy2O3	0,724	0,597	0,706	0,727
Er2O3	0,408	0,188	0,000	0,273
Tm2O3	0,136	0,009	0,098	0,071
Yb2O3	0,068	0,000	0,000	0,000
Lu2O3	0,181	0,098	0,026	0,139
ThO2	6,534	2,516	4,607	4,263
UO2	0,981	0,663	1,048	1,078
CaO	1,722	0,715	1,193	1,044
SrO	0,000	0,000	0,000	0,000
K2O	0,000	0,000	0,000	0,000
BaO	0,000	0,088	0,000	0,000
F	0,016	0,707	0,000	0,000
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	99,376	101,035	98,793	100,785
(O=F):	0,007	0,298	0,000	0,000
total(-O=F)	99,369	100,737	98,793	100,785

Tabla 7b: Análisis químicos de Monacitas.

Serie	Gátova	Talayuelas	Cataluña	Cataluña
Muestra	Gat 19	Tal 220	Turo 8	Turo 9
metros	178,500	58,2	28,3	36,0
mineral	Monacita	Monacita	Monacita	Monacita
Nº análisis	1	2	3	4
P	1,01	0,96	0,99	0,99
Y	0,04	0,02	0,05	0,05
La	0,16	0,22	0,17	0,21
Ce	0,39	0,43	0,39	0,40
Pr	0,04	0,04	0,04	0,04
Nd	0,14	0,16	0,17	0,17
Sm	0,03	0,02	0,03	0,02
Gd	0,03	0,03	0,03	0,03
Tb	0,00	0,00	0,00	0,00
Dy	0,01	0,01	0,01	0,01
Er	0,00	0,00	0,00	0,00
Tm	0,00	0,00	0,00	0,00
Yb	0,00	0,00	0,00	0,00
Lu	0,00	0,00	0,00	0,00
Th	0,06	0,02	0,04	0,04
U	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,07	0,03	0,05	0,04
Na	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,09	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00
OH	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	2,00	2,06	2,00	2,01
Ox. Atm.	4,00	4,00	4,00	4,00

Tabla 7b: Análisis químicos de Monacitas (Cont.1).



Serie	Gatova	La Palma
Muestra	Gat 11	Turo 9
metros	142,5	36
mineral	Xenotima	Xenotima
Nº análisis	1	2
P2O5	31,68	35,46
Y2O3	37,58	44,50
ZrO2	0,00	0,00
SiO2	1,78	0,12
CaO	0,04	0,11
SO3	0,00	0,00
As2O5	0,00	0,00
SrO	0,00	0,00
La2O3	0,01	0,01
Ce2O3	0,05	0,02
Pr2O3	0,00	0,01
Nd2O3	0,38	0,19
Sm2O3	0,15	0,00
Gd2O3	2,68	1,78
Tb2O3	0,62	0,43
Dy2O3	5,68	5,56
Er2O3	4,10	4,73
Tm2O3	0,71	0,71
Yb2O3	4,83	3,68
Lu2O3	1,53	1,53
UO2	5,06	0,30
ThO2	2,84	0,05
Ho2O3	0,51	0,63
F	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00
		0,00
Total	100,51	100,10

Tabla 7c: Análisis químicos de Xenotimas.

P2O5	0,95	1,00
Y2O3	0,71	0,79
ZrO2	0,00	0,00
SiO2	0,06	0,00
CaO	0,00	0,00
SO3	0,00	0,00
As2O5	0,00	0,00
SrO	0,00	0,00
La2O3	0,00	0,00
Ce2O3	0,00	0,00
Pr2O3	0,00	0,00
Nd2O3	0,00	0,00
Sm2O3	0,00	0,00
Gd2O3	0,03	0,02
Tb2O3	0,01	0,00
Dy2O3	0,06	0,06
Er2O3	0,05	0,05
Tm2O3	0,01	0,01
Yb2O3	0,05	0,04
Lu2O3	0,02	0,02
ThO2	0,02	0,00
UO2	0,01	0,00
Ho2O3	0,01	0,01
F	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00
átomos de oxígeno	4,00	4,00

Tabla 7c: Análisis químicos de Xenotimas (Cont.1).

Serie	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova
Sample	Gat 1	Gat 1	Gat 1	Gat 1	Gat 1	Gat 1	Gat 1	Gat 1	Gat 1	Gat 1	Gat 1	Gat 1	Gat 1
Metros	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0
Mineral	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS
Nº análisis	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10			
SiO2	0,392	2,354	0,172	0,302	0,206	0,294	0,286	0,53	0,684	1,734			
P2O5	25,078	26,156	25,108	27,747	25,868	28,310	28,215	20,354	22,488	22,597			
SO3	8,866	8,716	9,973	8,580	8,940	8,597	8,318	10,723	8,861	7,765			
SrO	12,118	11,358	11,219	11,669	11,876	11,971	12,043	10,126	12,945	11,177			
TiO2	0,059	0,040	0,000	0,047	0,096	0,061	0,000	n.a.	0	0,056			
Al2O3	32,165	31,827	31,836	32,731	31,124	32,033	32,850	35,662	33,917	33,706			
Cr2O3	0,000	0,000	0,021	0,000	0,000	0,033	0,011	n.a.	0	0			
FeO	2,278	1,039	0,942	1,023	3,109	1,779	1,326	1,399	0,516	0,544			
MnO	0,026	0,019	0,000	0,000	0,000	0,082	0,015	0,000	0	0,002			
MgO	0,055	0,106	0,041	0,044	0,017	0,028	0,037	0,081	0	0			
BaO	0,623	0,454	0,482	0,384	0,615	0,448	0,677	0,829	n.a.	n.a.			
CaO	4,168	4,433	3,845	4,516	4,033	4,678	4,530	3,965	3,457	4,893			
Na2O	0,022	0,003	0,061	0,042	0,061	0,046	0,013	0,208	0	0			
K2O	0,144	0,488	0,082	0,084	0,047	0,119	0,065	0,393	0	0			
NiO	0,038	0,016	0,000	0,000	0,019	0,014	0,030	n.a.	0	0			
ZrO2	0,009	0,005	0,033	0,003	0,050	0,002	0,000	n.a.	0	0			
PbO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.			
As2O5	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,023	n.a.	n.a.			
La2O3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,836	0,377	0,291			
Ce2O3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1,054	0	0			
Y2O3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,000	0	0,003			
Pr2O3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,122	0,019	0			
Nd2O3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,780	0	0			
ThO2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,120	0,026	0,078			
UO2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,000	0	0			
F	0,092	0,133	0,202	0,121	0,063	0,047	0,190	0,739	0	0,119			
Cl	0,042	0,048	0,048	0,052	0,049	0,039	0,027	0,053	0	0			
Total	86,18	87,20	84,07	87,35	86,17	88,58	88,63	88,00	83,29	82,97			

Si	0,03	0,17	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,05	0,14
P	1,61	1,63	1,62	1,73	1,66	1,75	1,74	1,29	1,49	1,49	1,29	1,49	1,49
S	0,50	0,48	0,57	0,47	0,51	0,47	0,45	0,60	0,52	0,52	0,60	0,52	0,45
Sr	0,53	0,49	0,50	0,50	0,52	0,51	0,51	0,44	0,59	0,59	0,44	0,59	0,51
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	2,88	2,77	2,86	2,84	2,79	2,76	2,82	3,14	3,13	3,13	3,14	3,13	3,10
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,14	0,06	0,06	0,06	0,20	0,11	0,08	0,09	0,03	0,03	0,09	0,03	0,04
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ba	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Ca	0,33	0,35	0,31	0,35	0,32	0,36	0,35	0,31	0,29	0,29	0,31	0,29	0,40
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
K	0,01	0,05	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,04	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
NI	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
As	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
La	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Ce	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
Y	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
ThO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
UO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,02	0,03	0,05	0,03	0,02	0,01	0,04	0,17	0,00	0,00	0,17	0,00	0,03
Cl	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Oxygen atoms	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00

Tabla 8: Análisis químicos de APS.

Serie	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova
Muestra	Gat 7	Gat 7	Gat 7	Gat 7	Gat 7	Gat 7	Gat 7	Gat 7	Gat 7	Gat 7	Gat 7	Gat 7	Gat 7
Metros	55,9	55,9	55,9	55,9	55,9	55,9	55,9	55,9	55,9	55,9	55,9	55,9	55,9
Mineral	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS
Nº análisis	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20			
SiO2	1,814	0,887	0,361	1,323	0,511	0,414	1,099	0,342	0,286	0,274			
P2O5	22,325	25,593	27,058	26,131	24,381	24,521	23,090	23,535	27,002	28,619			
SO3	3,233	2,257	10,270	9,729	11,775	9,195	13,499	12,512	7,740	8,097			
StrO	13,816	13,589	12,412	12,415	13,320	11,964	15,533	12,733	10,544	11,720			
TiO2	0,055	0,011	0,086	0,047	0,051	0,073	0,097	0,042	0,016	0,079			
Al2O3	32,193	31,338	32,251	31,741	34,309	31,600	32,375	31,432	31,707	32,382			
Cr2O3	0,000	0,017	0,043	0,000	0,019	0,000	0,065	0,011	0,000	0,000			
FeO	0,384	0,538	0,737	0,608	0,335	2,357	0,373	0,944	1,095	0,936			
MnO	0,016	0,009	0,025	0,000	0,009	0,044	0,000	0,003	0,060	0,006			
MgO	0,086	0,040	0,047	0,020	0,035	0,092	0,000	0,007	0,005	0,016			
BaO	0,213	0,282	0,270	0,328	0,570	0,649	0,339	0,487	0,673	0,364			
CaO	1,998	2,731	3,725	3,712	4,437	4,456	1,553	2,791	5,161	3,950			
Na2O	0,053	0,021	0,006	0,025	0,000	0,000	0,009	0,020	0,035	0,030			
K2O	0,566	0,314	0,093	0,192	0,141	0,112	0,118	0,299	0,042	0,064			
NiO	0,016	0,068	0,000	0,000	0,071	0,000	0,000	0,000	0,000	0,041			
ZrO2	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,037	0,009	0,000	0,054			
PbO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.			
As2O5	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.			
La2O3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.			
Ce2O3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.			
Y2O3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.			
Pr2O3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.			
Nd2O3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.			
ThO2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.			
UO2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.			
F	0,075	0,176	0,058	0,083	0,042	0,190	0,069	0,146	0,067	0,035			
Cl	0,038	0,036	0,031	0,031	0,005	0,067	0,020	0,024	0,021	0,041			
Total	76,89	77,91	87,47	86,39	90,01	85,73	88,28	85,34	84,45	86,71			

Si	0,16	0,08	0,03	0,10	0,04	0,03	0,08	0,03	0,02	0,02	0,02
P	1,64	1,85	1,68	1,64	1,48	1,58	1,43	1,50	1,74	1,74	1,79
S	0,21	0,14	0,56	0,54	0,63	0,52	0,74	0,70	0,44	0,44	0,45
Sr	0,70	0,67	0,53	0,53	0,56	0,53	0,66	0,56	0,47	0,47	0,50
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	3,30	3,16	2,78	2,78	2,91	2,84	2,79	2,79	2,85	2,85	2,82
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,03	0,04	0,05	0,04	0,02	0,15	0,02	0,06	0,07	0,07	0,06
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01
Ca	0,18	0,25	0,29	0,29	0,34	0,36	0,12	0,22	0,42	0,42	0,31
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,06	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01
NI	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
As	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
La	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ce	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ThO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
UO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,02	0,05	0,01	0,02	0,01	0,05	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01
Cl	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Oxygen atoms	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00

Tabla 8: Análisis químicos de APS (Cont.1).



Serie	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova	Gátova
Muestra	Gat 7	Gat 7	Gat 10	Gat 13	Gat 28	Gat 28	Gat 28	Gat 33	Gat 33	Gat 33	Gat 33	Gat 33	Gat 33
Metros	55,9	55,9	125,3	162,6	262	262	262	312	312	312	312	312	312
Mineral	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS
N° análisis	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30			
SiO2	0,165	1,438	1,827	1,49	0	1,791	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P2O5	28,697	22,682	24,120	21,69	20,48	20,371	18,05	19,38	20,38	16,47			
SO3	7,445	6,445	6,756	5,39	8,753	16,333	7,22	8,91	8,62	6,13			
SrO	11,825	9,050	9,158	8,53	9,28	11,35	11,97	11,71	13,53	14,93			
TiO2	0,022	0,174	0,132	0,08	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.			
Al2O3	32,333	28,060	32,146	29,52	35,367	40,903	36,71	34,51	36,62	35,47			
Cr2O3	0,021	0,000	0,000	0,12	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.			
FeO	1,058	12,431	0,376	0,63	3,584	0,76	0,699	1,591	0,641	0,614			
MnO	0,035	0,019	0,052	0,00	n.a.	n.a.	0,00	0,00	0,00	0,00			
MgO	0,018	0,114	0,067	0,08	n.a.	n.a.	0,06	0,04	0,05	0,02			
BaO	0,404	0,428	1,952	0,09	n.a.	n.a.	0,54	0,52	0,34	0,37			
CaO	3,816	4,079	4,073	3,83	2,478	3,399	1,42	2,66	2,54	1,35			
Na2O	0,000	0,024	0,036	0,02	0	0	0,02	0,05	0,02	0,03			
K2O	0,062	0,314	0,371	0,30	0,484	0,479	0,90	0,51	0,05	0,17			
NiO	0,000	0,095	0,000	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.			
ZrO2	0,000	0,007	0,019	0,04	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.			
PbO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.			
As2O5	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1,52	1,65	3,11	2,88			
La2O3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	3,892	0,645	0,67	1,14	0,67	0,65			
Ce2O3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	3,652	1,662	1,54	2,19	1,88	1,60			
Y2O3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00			
Pr2O3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,351	0,191	0,10	0,27	0,22	0,00			
Nd2O3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1,159	0,901	0,25	0,91	0,68	0,00			
ThO2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,205	0,122	0,10	0,35	0,04	0,02			
UO2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0	0	0,00	0,02	0,00	0,00			
F	0,246	0,000	0,623	0,20	0,447	0,28	0,135	0,311	0,292	0			
Cl	0,027	0,053	0,019	0,042	0,043	0,021	0	0,045	0,036	0			
					0	0							
Total	86,17	85,41	81,73	72,04	90,18	99,21	81,89	86,77	89,72	80,71			

Si	0,01	0,12	0,14	0,13	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	1,81	1,55	1,60	1,63	1,33	1,12	1,26	1,30	1,30	1,30	1,30	1,21
S	0,41	0,39	0,40	0,36	0,50	0,79	0,44	0,52	0,49	0,49	0,49	0,40
Sr	0,51	0,42	0,42	0,44	0,41	0,43	0,57	0,54	0,59	0,59	0,59	0,75
Ti	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	2,84	2,68	2,98	3,09	3,20	3,13	3,58	3,21	3,26	3,26	3,26	3,62
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,07	0,84	0,02	0,05	0,23	0,04	0,05	0,11	0,04	0,04	0,04	0,04
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Ba	0,01	0,01	0,06	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,30	0,35	0,34	0,36	0,20	0,23	0,12	0,22	0,20	0,20	0,20	0,12
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,01	0,03	0,04	0,03	0,05	0,04	0,09	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02
NI	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
As	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,07	0,12	0,12	0,12	0,13
La	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
Ce	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,04	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05
Y	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Nd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,00
ThO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
UO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,06	0,00	0,15	0,06	0,11	0,06	0,04	0,08	0,07	0,07	0,07	0,00
Cl	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Oxygen atoms	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00

Tabla 8: Análisis químicos de APS (Cont.2).

serie	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas
Sample	Tal 204	Tal 204	Tal 204	Tal 211	Tal 211	Tal 211	Tal 211	Tal 211	Tal 211	Tal 211	Tal 211	Tal 211
metros	6,5	6,5	6,5	26,8	26,8	26,8	26,8	26,8	26,8	26,8	26,8	26,8
Mineral	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS
N° análisis	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40		
SiO <sub>2</sub>	0,561	0,057	0,971	0,358	0,154	0,557	1,856	1,88	0,869	0		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	21,789	22,033	21,825	21,544	23,098	22,872	23,233	21,519	24,103	23,045		
SO <sub>3</sub>	8,962	9,367	7,955	8,412	7,764	7,176	8,481	7,57	8,674	7,979		
SrO	11,384	11,697	11,255	12,465	12,139	10,813	10,442	8,198	12,021	12,087		
TiO <sub>2</sub>	0,131	0,130	0,113	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,390	29,749	30,378	35,2	36,167	35,87	36,486	36,115	36,366	34,781		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,000	0,000	0,025	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.		
FeO	0,663	0,485	1,459	0,914	1,027	1,302	1,235	1,523	0,611	0,635		
MnO	0,000	0,000	0,000	0,102	0,107	0,039	0,023	0,029	0,069	0,104		
MgO	0,079	0,036	0,077	0,142	0,17	0,079	0,126	0,144	0,122	0,092		
BaO	0,485	0,523	0,605	0,416	0,404	0,302	0,37	0,454	0,397	0,357		
CaO	3,024	2,786	3,470	2,994	3,919	3,952	4,306	4,353	4,207	3,7		
Na <sub>2</sub> O	0,020	0,013	0,024	0,027	0,026	0,057	0,063	0,141	0	0,011		
K <sub>2</sub> O	0,193	0,226	0,176	0,067	0,152	0,132	0,216	0,293	0,1	0,05		
NiO	0,024	0,000	0,008	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.		
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.		
PbO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.		
As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	0,207	0,237	0,216	0,177	0,178	0,176	0,186		
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	0,544	0,348	0,718	0,709	1,554	0,288	0,332		
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	2,135	1,652	2,179	1,979	3,024	1,136	1,619		
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	0	0	0	0	0	0	0,006		
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	0,226	0,138	0,193	0,14	0,226	0,124	0,105		
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	0,719	0,635	0,667	0,643	0,772	0,401	0,462		
ThO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	0,013	0,036	0,076	0,106	0,153	0,038	0,031		
UO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	0	0	0	0	0	0	0		
F	0,296	0,225	0,260	0,411	0,4	0,373	0,51	0,55	0,446	0,497		
Cl	0,064	0,066	0,040	0,059	0,069	0,043	0,054	0,047	0,039	0,04		
Total	79,07	77,39	78,64	86,96	88,64	87,62	91,16	88,72	90,19	86,12		

Si	0,05	0,00	0,08	0,03	0,01	0,04	0,13	0,14	0,06	0,00
P	1,50	1,56	1,53	1,41	1,47	1,47	1,42	1,37	1,48	1,50
S	0,55	0,58	0,49	0,48	0,43	0,41	0,46	0,42	0,47	0,46
Sr	0,54	0,57	0,54	0,56	0,53	0,48	0,44	0,36	0,51	0,54
Ti	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	3,02	2,93	2,97	3,20	3,20	3,22	3,10	3,19	3,11	3,15
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,05	0,03	0,10	0,06	0,06	0,08	0,07	0,10	0,04	0,04
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Ba	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,26	0,25	0,30	0,24	0,31	0,32	0,33	0,35	0,32	0,30
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
K	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,00
NI	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
As	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
La	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02	0,04	0,01	0,01
Ce	0,00	0,00	0,00	0,06	0,05	0,06	0,05	0,08	0,03	0,05
Y	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Nd	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
ThO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
UO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,08	0,06	0,07	0,10	0,10	0,09	0,12	0,13	0,10	0,12
Cl	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Oxygen atoms	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00

Tabla 8: Analisis químicos de APS (Cont.3).

Serie	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Talayuelas	Benicassim	Benicassim	Benicassim	Benicassim
Muestra	Tal 211	Tal 211	Tal 211	Tal 211	Tal 220	Tal 230b	Tal 230b	Tal 230b	Beni 207	Beni 207	Beni 208	Beni 215
Metros	26,8	26,8	26,8	26,8	58,2	114,9	114,9	114,9	21,8	21,8	26,6	120,0
Mineral	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS
Nº análisis	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50		
SiO2	0,036	1,263	1,504	0,683	0,114	1,215	0	0	1,841	1,72		
P2O5	21,741	22,358	20,9	21,381	23,19	23,739	16,428	33,993	22,15	19,93		
SO3	8,108	8,753	10,223	8,926	7,815	8,753	0,235	1,057	8,80	8,39		
SrO	12,19	12,124	11,702	7,757	13,199	12,89	11,476	2,797	14,65	15,22		
TiO2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0	0	n.a.	n.a.		
Al2O3	33,223	35,491	38,005	37,776	35,625	35,816	40,128	37,358	34,995	33,85		
Cr2O3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0	0	n.a.	n.a.		
FeO	0,525	0,794	0,673	0,415	0,701	0,667	0,645	0,882	0,09	1,699		
MnO	0,044	0,068	0,045	0,023	0,015	0,005	0	0	0,00	0,00		
MgO	0,077	0,14	0,15	0,044	0,055	0,07	0	0	0,03	0,01		
BaO	0,277	0,368	0,504	0,289	0,549	0,986			0,12	0,15		
CaO	3,624	3,127	3,343	2,831	3,003	3,335	5,556	3,636	2,58	1,69		
Na2O	0	0,004	0	0,013	0,018	0,01	0,457	0,023	0,00	0,00		
K2O	0,097	0,132	0,31	0,024	0,145	0,133	0,059	0,017	0,13	0,06		
NiO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0	0	n.a.	n.a.		
ZrO2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.		
PbO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.		
As2O5	0,222	0,133	0,159	0,163	0,394	0,328	n.a.	n.a.	0,00	0,09		
La2O3	0,572	0,543	0,717	2,26	0,535	0,722	3,746	2,164	0,51	0,17		
Ce2O3	1,449	1,545	2,053	2,953	1,522	1,561	3,318	0	1,14	0,54		
Y2O3	0	0	0	0	0	0	0	0,339	0,00	0		
Pr2O3	0,11	0,208	0,148	0,374	0,112	0,109	0,286	0,431	0,13	0,04		
Nd2O3	0,591	0,801	0,797	1,455	0,5	0,546	1,251	0	0,54	0,15		
ThO2	0,029	0,003	0,046	0,097	0,187	0,142	0,284	0,32	0,14	0,01		
UO2	0	0	0	0,085	0,635	0	0	0	0,00	0,00		
F	0,339	0,381	0,503	1,02	0,481	0,464	0,668	0,62	0,58	0,56		
Cl	0,04	0,038	0,035	0,036	0,032	0,046	0,013	0	0,01	0,01		
Total	83,29	88,27	91,82	88,61	88,83	91,54	84,55	83,64	88,44	84,29		



Si	0,00	0,09	0,11	0,05	0,01	0,09	0,00	0,00	0,14	0,14
P	1,47	1,42	1,27	1,34	1,49	1,46	1,21	2,10	1,41	1,34
S	0,48	0,49	0,55	0,49	0,44	0,47	0,02	0,06	0,49	0,50
Sr	0,57	0,53	0,49	0,33	0,58	0,54	0,58	0,12	0,64	0,70
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	3,13	3,13	3,23	3,29	3,18	3,07	4,11	3,22	3,09	3,16
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,05	0,05	0,01	0,11
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,31	0,25	0,25	0,22	0,24	0,26	0,51	0,28	0,20	0,14
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
K	0,01	0,01	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
NI	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
As	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
La	0,02	0,02	0,02	0,06	0,01	0,02	0,12	0,06	0,01	0,00
Ce	0,04	0,04	0,05	0,08	0,04	0,04	0,11	0,00	0,03	0,02
Y	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Pr	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Nd	0,02	0,02	0,02	0,04	0,01	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00
ThO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
UO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,09	0,09	0,11	0,24	0,12	0,11	0,18	0,14	0,14	0,14
Cl	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Oxygen atoms	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00

Tabla 8: Análisis químicos de APS (Cont. 4).



Si	0,00	0,02	0,00	0,08	0,14	0,06	0,03	0,02	0,01	0,00
P	1,49	1,49	1,58	1,49	1,62	1,59	1,59	1,61	1,63	1,47
S	0,44	0,44	0,39	0,37	0,28	0,32	0,33	0,32	0,34	0,48
Sr	0,51	0,55	0,58	0,64	0,59	0,61	0,65	0,63	0,63	0,61
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	3,22	3,16	3,18	3,19	3,09	3,20	3,20	3,22	3,14	3,20
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ca	0,34	0,33	0,32	0,27	0,24	0,29	0,26	0,20	0,20	0,28
Na	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
K	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
NI	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
As	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
La	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00
Ce	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,01
Y	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Nd	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01
ThO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
UO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,17	0,19	0,15	0,16	0,24	0,12	0,16	0,17	0,21	0,11
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Oxygen atoms	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00

Tabla 8: Análisis químicos de APS (Cont. 5).



Si	0,13	0,16	0,13	0,21	0,00	0,02	0,04	0,02	0,02
P	1,52	1,52	1,55	1,45	1,48	1,51	1,50	1,75	1,71
S	0,48	0,47	0,43	0,46	0,49	0,44	0,41	0,13	0,14
Sr	0,60	0,59	0,57	0,65	0,55	0,53	0,47	0,27	0,26
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	3,01	2,94	3,01	3,03	3,07	3,10	3,13	3,11	3,16
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,05	0,12	0,07	0,05	0,02	0,02	0,03	0,06	0,06
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Ba	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Ca	0,33	0,30	0,35	0,27	0,22	0,21	0,19	0,30	0,29
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
K	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
NI	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
As	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
La	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,06	0,11	0,11
Ce	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,10	0,15	0,22	0,22
Y	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03
Nd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,04	0,08	0,08
ThO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02
UO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,00	0,02	0,00	0,14	0,11	0,12	0,17	0,18
Cl	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02
Oxygen atoms	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00

Tabla 8: Análisis químicos de APS (Cont. 6).

Serie	Cataluña		Cataluña		Cataluña		Cataluña	
Columna	Figa3	Figa3	Figa3	Figa3	Figa5	Figa5	Figa5	Figa5
Metros	16,3	16,3	16,3	16,3	28,7	28,7	28,7	28,7
Mineral	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS	APS
Nº análisis	70	71	72	73	74	74	74	74
SiO2	0,034	0,14	0,048	0,111	0,412	0,412	0,412	0,412
P2O5	22,611	21,824	27,059	22,688	18,564	18,564	18,564	18,564
SO3	5,454	5,512	0,144	5,891	5,762	5,762	5,762	5,762
SrO	7,874	6,146	2,385	8,645	6,773	6,773	6,773	6,773
TiO2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al2O3	34,525	33,761	31,227	34,943	29,986	29,986	29,986	29,986
Cr2O3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
FeO	2,027	3,198	3,347	1,479	12,014	12,014	12,014	12,014
MnO	0,026	0	0,008	0	0,024	0,024	0,024	0,024
MgO	0,043	0,052	0,005	0	0,035	0,035	0,035	0,035
BaO	0,325	0,296	0,047	0,296	0,236	0,236	0,236	0,236
CaO	2,543	3,284	0,272	1,848	2,418	2,418	2,418	2,418
Na2O	0	0,003	0	0	0,35	0,35	0,35	0,35
K2O	0,046	0,208	0,003	0,037	0,043	0,043	0,043	0,043
NiO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
ZrO2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
PbO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
As2O5	0,064	0,182	0	0,759	1,355	1,355	1,355	1,355
La2O3	3,552	4,319	5,498	2,391	2,221	2,221	2,221	2,221
Ce2O3	6,34	6,592	12,555	6,174	5,569	5,569	5,569	5,569
Y2O3	0	0	0	0	0	0	0	0
Pr2O3	0,649	0,568	1,358	0,627	0,448	0,448	0,448	0,448
Nd2O3	2,285	1,884	4,93	2,063	1,832	1,832	1,832	1,832
ThO2	0,031	0,031	0,445	0,089	0,018	0,018	0,018	0,018
UO2	0,01	0	0	0	0	0	0	0
F	0,669	0,837	0,547	0,486	0,341	0,341	0,341	0,341
Cl	0,059	0,048	0,062	0,047	0,045	0,045	0,045	0,045
Total	89,17	88,89	89,94	88,57	88,45	88,45	88,45	88,45



Si	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03
P	1,51	1,46	1,90	1,51	1,32		
S	0,32	0,33	0,01	0,34	0,36		
Sr	0,36	0,28	0,11	0,39	0,33		
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Al	3,20	3,15	3,05	3,23	2,96		
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Fe	0,13	0,21	0,23	0,10	0,84		
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Mg	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00		
Ba	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01		
Ca	0,21	0,28	0,02	0,15	0,21		
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03		
K	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00		
NI	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Zr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
As	0,00	0,01	0,00	0,03	0,06		
La	0,10	0,13	0,17	0,07	0,07		
Ce	0,18	0,19	0,38	0,18	0,17		
Y	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Pr	0,02	0,02	0,05	0,02	0,02		
Nd	0,06	0,05	0,15	0,06	0,05		
ThO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00		
UO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
F	0,17	0,21	0,14	0,12	0,09		
Cl	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01		
Oxygen atoms	11,00	11,00	11,00	11,00	11,00		

Tabla 8: Análisis químicos de APS (Cont. 7).



**Resultados de los análisis de DRX (método del polvo policristalino desorientado y de los agregados orientados).**

Siglas	Metros	Cuarzo	Dolo- mita	Calcita	Hematites	Flpto.	Filosilicatos	APS	Total	Illita	Cao- linita	Clorita
RM2	2,6	14	0	0	6	6	74	Ind.	100	100	0	0
RM6	27,5	12	0	0	4	6	79	Ind.	100	100	0	0
RM8	34	26	0	0	0	12	62		100	n.a.	n.a.	n.a.
RM9	34,7	25	0	0	0	9	66		100	100	0	0
RM12	49	25	0	0	0	12	62	Ind.	100	100	0	0
RM20	90,7	15	0	0	0	12	74	Ind.	100	93	7	0
<20mi- cras												
Muestra	Metros	Cuarzo	Dolo- mita	Calcita	Hematites	Flpto.	Filosilicatos	APS	Total	Illita	Cao- linita	Clorita
RM2	2,6	14	0	0	6	6	74	Ind.	100	100	0	0
RM6	27,5	12	0	0	4	6	79	Ind.	100	100	0	0
RM8	34	26	0	0	0	12	62		100	n.a.	n.a.	n.a.
RM9	34,7	25	0	0	0	9	66		100	100	0	0
RM12	49	25	0	0	0	12	62	Ind.	100	100	0	0
RM20	90,7	15	0	0	0	12	74	Ind.	100	74	26	0

**Resultados de los análisis de DRX (método del polvo policristalino desorientado y de los agregados orientados). Columna de Río Mayor.**

Abreviaturas: n.a.= no analizado  
Ind.= Indicios  
Flpto.= Feldespatos

<b>Muestra</b>	<b>Metros</b>	<b>Cuarzo</b>	<b>Dolo- mita</b>	<b>Calcita</b>	<b>Hematites</b>	<b>Flpto.</b>	<b>Filosilicatos</b>	<b>APS</b>	<b>Total</b>
<b>Carne 1</b>	1,1	100	0	0	0	Ind.	0	0	100
<b>Carne 2</b>	3,1	81	0	0	19	Ind.	Ind.	0	100
<b>Carne 3</b>	4,8	73	0	0	Ind.	27	Ind.	0	100
<b>Carne 4</b>	7,7	10	0	0	5	5	80	0	100
<b>Carne 5</b>	14,5	100	0	0	Ind.	Ind.	Ind.	0	100
<b>Carne 7</b>	24,3	27	0	0	Ind.	Ind.	73	0	100
<b>Carne 9</b>	40,8	100	0	0	Ind.	Ind.	Ind.	0	100
<b>Carne 10</b>	43,2	78	0	0	0	22	Ind.	0	100
<b>Carne 11</b>	54,3	100	0	0	0	Ind.	0	0	100
<b>Carne 12</b>	60	71	0	0	0	29	0	0	100
<b>Carne 13</b>	72	70	0	0	0	30	0	0	100

**Resultados de los análisis de DRX (método del polvo policristalino desorientado y de los agregados orientados).  
Columna de Puntal del Carnero.**

Siglas	Metros	Cuarzo	Dolo- mita	Calcita	Hematites	Flpto.	Filosili- catos	APS	Total	Illita	Caolinita	Clorita
TAL 203	3,9	2	0	0	12	0	86		100	n.a.	n.a.	n.a.
TAL 204	6,5	8	0	0	7	0	85		100	100	0	0
TAL 205	7	6	0	0	9	0	86		100	100	0	0
TAL 206	14,5	12	0	0	7	0	81	Ind.	100	100	0	0
TAL 207	15,9	6	0	0	9	0	85	Ind.	100	100	0	0
TAL 208	20,1	8	0	0	7	0	85	Ind.	100	96	4	0
TAL 209	20,9	14	0	0	8	0	78		100	100	0	0
TAL 210	25,4	8	0	0	4	0	88		100	100	0	0
TAL 211	26,8	4	0	0	9	4	83		100	100	0	0
TAL 212	28,2	7	0	0	3	0	89		100	100	0	0
TAL 214A	33,5	24	0	0	8	0	68		100	100	0	0
TAL 215	40,6	34	0	0	7	0	59		100	100	0	0
TAL 218	54,5	47	0	0	0	0	53	Ind.	100	100	0	0
TAL 222	63,1	15	0	0	4	0	81		100	100	0	0
TAL 224	66,4	24	0	0	3	0	73		100	100	0	0
TAL 225A	69,4	39	0	0	0	0	61		100	100	0	0
TAL 225B	70,1	100	0	0	0	0	0		100	100	0	0
TAL 227	79,9	32	0	0	4	0	65		100	100	0	0

Resultados de los análisis de DRX (método del polvo policristalino desorientado y de los agregados orientados). Columna de Talayuelas.

Muestra	Metros	Cuarzo	Dolo- mita	Calcita	Hematites	Flpto.	APS	Filosilicatos	Total	Illita	Cao- linita	Clorita
Ant 200	3,5	6	0	0	9	Ind.		84	100	88	12	0
Ant 201	13,9	4	0	0	7	Ind.		88	100	89	11	0
Ant 202	35,4	8	0	0	7	Ind.		85	100	100	Ind.	0
Ant 203	57,6	6	0	0	7	Ind.		88	100	87	13	0
Ant 204	92,8	13	0	0	7	8		72	100	100	Ind.	0
Ant 205	119,4	9	0	0	5	5		80	100	100	Ind.	Ind.
Cante 200		15	0	0	0	7		78	100	100	Ind.	0
Cante 201		11	0	0	Ind.	7		82	100	88	12	0
Cante 202		6	0	0	9	Ind.		85	100	100	Ind.	0

Anexo II

Resultados de los análisis de DRX (método del polvo policristalino desorientado y de los agregados orientados). Columna de Cedrillas.

Muestra	Metros	Cuarzo	Dolo- mita	Calcita	Hematites	Flpto.	Filosilicatos	APS	Total	Illita	Cao- linita	Clorita
Acor 200	36,9	16	0	0	0	5	78	0	100	100	Ind.	0
Acor 201	102,1	13	0	0	6	6	75	0	100	100	Ind.	0
Acor 202	144,9	13	0	0	Ind.	7	80	0	100	100	0	0
Ecor 207	317,5	10	0	0	8	5	78	0	100	100	Ind.	0
Ecor 208	328,7	15	0	0	Ind.	8	76	0	100	100	Ind.	0
Ecor 209	372,7	4	0	0	9	4	82	0	100	100	Ind.	0
Ecor 210	374,3	12	0	0	5	7	76	0	100	100	Ind.	0
Ecor 211	383,3	10	0	0	6	7	78	0	100	100	Ind.	0
Ecor 212	385,6	5	0	0	7	Ind.	88	0	100	100	0	0
Ecor 213	394,6	14	0	0	6	18	62	0	100	100	0	0
Ecor 219	402,4	6	0	0	7	5	82	0	100	100	0	0
Ecor221	410,0	6	0	0	5	6	83	0	100	100	Ind.	0

Resultados de los análisis de DRX (método del polvo policristalino desorientado y de los agregados orientados). Columna de Corbalán.



<b>Muestra</b>	<b>Metros</b>	<b>Cuarzo</b>	<b>Dolomita</b>	<b>Calcita</b>	<b>Hematites</b>	<b>Flpto.</b>	<b>Filosilicatos</b>	<b>Total</b>
<b>Moro 2</b>	20,5	100	0	0	Ind.	0	Ind.	100
<b>Moro 3</b>	23,8	100	0	0	Ind.	0	Ind.	100
<b>Moro 4</b>	32	100	0	0	Ind.	0	Ind.	100
<b>Moro 5</b>	49,0	100	0	0	Ind.	0	Ind.	100
<b>Moro 6</b>	55	100	0	0	Ind.	0	Ind.	100
<b>Moro 7</b>	56,9	12	0	0	6	0	82	100
<b>Moro 8</b>	66,4	100	0	0	Ind.	0	Ind.	100
<b>Moro 9</b>	83	100	0	0	0	0	Ind.	100
<b>Moro 11</b>	101,0	5	0	0	6	0	90	100
<b>Moro 12</b>	105,4	7	0	0	6	0	87	100
<b>Moro 14</b>	134,5	5	0	0	5	0	90	100
<b>Moro 15</b>	170,2	10	0	0	0	Ind.	90	100
<b>Moro 17</b>	184,3	15	0	0	8	Ind.	77	100
<b>Moro 18</b>	188	7	0	0	5	Ind.	89	100
<b>Moro 19</b>	197,7	10	16	Ind.	Ind.	0	74	100
<b>Moro 20</b>	113,5	100	0	0	0	Ind.	Ind.	100
<b>Moro 21</b>	224	5	0	0	7	6	83	100
<b>Moro 22</b>	236,4	5	0	0	0	0	95	100
<b>Moro 23B</b>	275,2	5	0	0	8	0	87	100
<b>Moro 24</b>	296,9	8	0	0	8	0	84	100

**Resultados de los análisis de DRX (método del polvo policristalino desorientado y de los agregados orientados). Columna de Barranco del Moro.**

Muestra	Metros	Cuarzo	Dolo- mita	Calcita	Hema- tites	Flpto.	Filosilicatos	APS	Total	Illita	Caolinita	Clorita
Gat 0	0,7	13	0	0	6	0	81	0	100	100	0	0
Gat 1	3,0	9	0	0	7	0	84	0	100	100	0	0
Gat 2	12,8	32	0	0	5	0	63	0	100	100	0	0
Gat 3	17,8	8	0	0	7	0	85	0	100	100	0	0
Gat 4	30,0	14	0	0	5	0	81	0	100	100	0	0
Gat 6	46,3	20	0	0	5	0	74	0	100	100	0	0
Gat 7	55,9	17	0	0	7	0	76	0	100	100	0	0
Gat 8	85,9	11	0	0	6	4	78	0	100	100	Ind.	0
Gat 9	113,0	42	0	0	5	0	52	Ind.	100	100	0	0
Gat 12	152,8	13	0	0	6	5	76	0	100	100	0	0
Gat 13	162,6	21	0	0	3	14	62	0	100	100	0	0
Gat 14	175,0	6	0	0	7	4	83	0	100	100	0	0
Gat 17	179,1	10	0	0	4	6	80	0	100	100	0	0
Gat 18	186,0	6	0	0	7	0	86	0	100	100	0	0
Gat 20	193,5	9	0	1	5	6	80	0	100	100	0	0
Gat 21	201,6	12	0	0	6	7	74	0	100	100	0	0
Gat 22	213,0	6	0	0	6	5	82	0	100	100	0	0
Gat 23	217,7	4	0	0	5	0	91	0	100	100	0	0
Gat 24	223,3	7	0	0	6	0	87	0	100	100	0	0
Gat 25	231,5	4	11	0	5	0	79	0	100	100	0	0
Gat 26	238,7	7	7	4	6	0	75	0	100	100	0	0
Gat 28	262,0	9	0	0	6	6	79	0	100	100	0	0
Gat 30	299,8	5	0	0	2	4	89	0	100	100	0	0
Gat 31	306,3	10	0	0	5	7	78	0	100	100	0	0
Gat 32	311,1	7	10	0	4	4	74	0	100	100	0	0
Gat 34	315,2	7	8	0	5	0	80	0	100	100	0	0

Resultados de los análisis de DRX (método del polvo policristalino desorientado y de los agregados orientados). Columna de Gátova.

Muestra	Metros	Cuarzo	Dolo- mita	Calcita	Hematites	Flpto.	Filosilicatos	APS	Total	Illita	Cao- linita	Clorita
ALF 1	0,5	12	0	0	10	0	78	0	100	100	0	0
ALF 2	2	9	0	0	7	0	84	0	100	100	0	0
ALF 4	19,8	100	0	0	0	0	0	0	100	0	0	0
ALF 6	60,6	100	0	0	0	0	0	0	100	0	0	0
ALF 8	104	11	0	0	7	0	82	Ind.	100	100	0	0
ALF 9	109	6	0	0	9	Ind.	85	0	100	100	0	0
ALF 10	113,2	8	0	0	7	Ind.	85	0	100	100	0	0
ALF 11	118,2	9	0	0	6	Ind.	85	0	100	100	0	0
ALF 12	124,1	9	0	0	6	0	85	0	100	100	0	0
ALF 13	137,4	5	0	0	8	0	87	0	100	100	0	0
ALF 14	147,6	6	0	0	7	5	82	0	100	100	0	0
ALF 15	150,4	4	0	0	8	0	88	0	100	100	0	0
ALF 16	164,7	6	0	0	7	0	87	0	100	100	0	0
ALF 17	191,8	9	0	0	6	5	80	0	100	100	0	0
ALF 18	212,7	4	0	0	7	Ind.	89	0	100	100	0	0
ALF 19	239,1	7	0	0	8	Ind.	85	0	100	100	0	0

**Resultados de los análisis de DRX (método del polvo policristalino desorientado y de los agregados orientados). Columna de Alfondeguilla.**

Muestra	Metros	Cuarzo	Dolomita	Calcita	Hematites	Flpto.	Filosilicatos	APS	Total	Illita	Cao-linita	Clorita
Beni 201	1	100	0	0	0	0	Ind.	0	100	85	15	0
Beni 202	2,1	100	0	0	0	0	Ind.	0	100	71	29	0
Beni 204	8	24	0	0	4	0	72	0	100	71	29	0
Beni 205	10	25	0	0	5	0	70	0	100	80	20	0
Beni 207	21,8	100	0	0	Ind.	0	Ind.	0	100	60	40	0
Beni 208	27	26	0	0	0	0	74	0	100	75	25	0
Beni 209	30,3	12	0	0	6	0	82	0	100	85	15	0
Beni 211	40,3	25	0	0	4	0	71	0	100	73	27	0
Beni 212	58,25	100	0	0	0	0	Ind.	0	100	68	32	0
Beni 213	75,6	22	0	0	5	0	73	0	100	80	20	0
Beni 214	94,3	38	0	0	Ind.	0	62	0	100	47	53	0
Beni 215	119,7	100	0	0	Ind.	0	Ind.	0	100	68	32	0
Beni 216	139,5	42	0	0	3	0	55	0	100	n.a.	n.a.	n.a.
Beni 101	164,6	20	0	0	6	0	74	0	100	71	29	0
Beni 102	165,9	26	0	0	5	0	68	0	100	n.a.	n.a.	n.a.
Beni 103	178,2	26	0	0	6	0	68	0	100	68	32	0
Beni 104	178,9	21	0	23	6	0	51	0	100	n.a.	n.a.	n.a.
Beni 105	170,5	8	27	34	Ind.	0	31	0	100	n.a.	n.a.	n.a.
Beni 106	175,1	9	61	30	Ind.	0	Ind.	0	100	n.a.	n.a.	n.a.
Beni 107	175,8	22	0	Ind.	6	0	72	0	100	80	20	0
Beni 108	181,1	16	0	26	4	0	54	0	100	71	29	0

Resultados de los análisis de DRX (método del polvo policristalino desorientado y de los agregados orientados). Columna de Benicassim.

<20 micras											
Muestra	Cuarzo	Dolomita	Calcita	Hematites	Flpto.	Filosilicatos	APS	Total	Illita	Caolinita	Clorita
Beni 201	100	0	0	0	0	0	0	100	n.a.	n.a.	n.a.
Beni 202	100	0	0	0	0	0	0	100	n.a.	n.a.	n.a.
Beni 204	24	0	0	4	0	72	0	100	n.a.	n.a.	n.a.
Beni 205	25	0	0	5	0	70	0	100	n.a.	n.a.	n.a.
Beni 207	100	0	0	0	0	0	0	100	n.a.	n.a.	n.a.
Beni 208	26	0	0	0	0	74	0	100	n.a.	n.a.	n.a.
Beni 209	12	0	0	6	0	82	0	100	n.a.	n.a.	n.a.
Beni 211	25	0	0	4	0	71	0	100	42	58	0
Beni 212	100	0	0	0	0	0	0	100	37	63	0
Beni 213	22	0	0	5	0	73	0	100	55	45	0
Beni 214	38	0	0	0	0	62	0	100	23	77	0
Beni 215	100	0	0	0	0	0	0	100	18	82	0
Beni 216	42	0	0	3	0	55	0	100	n.a.	n.a.	n.a.
Beni 101	20	0	0	6	0	74	0	100	33	67	0
Beni 102	26	0	0	5	0	68	0	100	n.a.	n.a.	n.a.
Beni 103	26	0	0	6	0	68	0	100	40	60	0
Beni 104	21	0	23	6	0	51	0	100	n.a.	n.a.	n.a.
Beni 105	8	27	34	0	0	31	0	100	n.a.	n.a.	n.a.
Beni 106	9	61	30	0	0	0	0	100	n.a.	n.a.	n.a.
Beni 107	22	0	0	6	0	72	0	100	54	46	0
Beni 108	16	0	26	4	0	54	0	100	57	43	0

Resultados de los análisis de DRX (método del polvo policristalino desorientado y de los agregados orientados). Columna de Benicassim.

Muestra	Metros	Cuarzo	Dolo- mita	Calcita	Hematites	Flpto.	Filosilicatos	APS	Total	Illita	Caolinita
<b>Turo 2</b>	2,9	13	0	0	7	0	80		100	84	16
<b>Turo 3</b>	4,5	22	0	0	6	0	72		100	82	18
<b>Turo 4</b>	6,4	70	0	30	0	0	0		100	n.a.	n.a.
<b>Turo 5</b>	9,8	86	0	14	Ind.	0	Ind.		100	74	26
<b>Turo 6</b>	13,2	13	7	0	7	0	73		100	83	17
<b>Turo 7</b>	15,2	59	10	8	14	8	0		100	88	12
<b>Turo 8</b>	28,5	75	Ind.	0	13	12	Ind.		100	65	35
<b>Turo 9</b>	36,0	23	6	0	6	0	65		100	83	17
<b>Turo 10</b>	39,0	100	0	Ind.	Ind.	0	Ind.		100	82	18

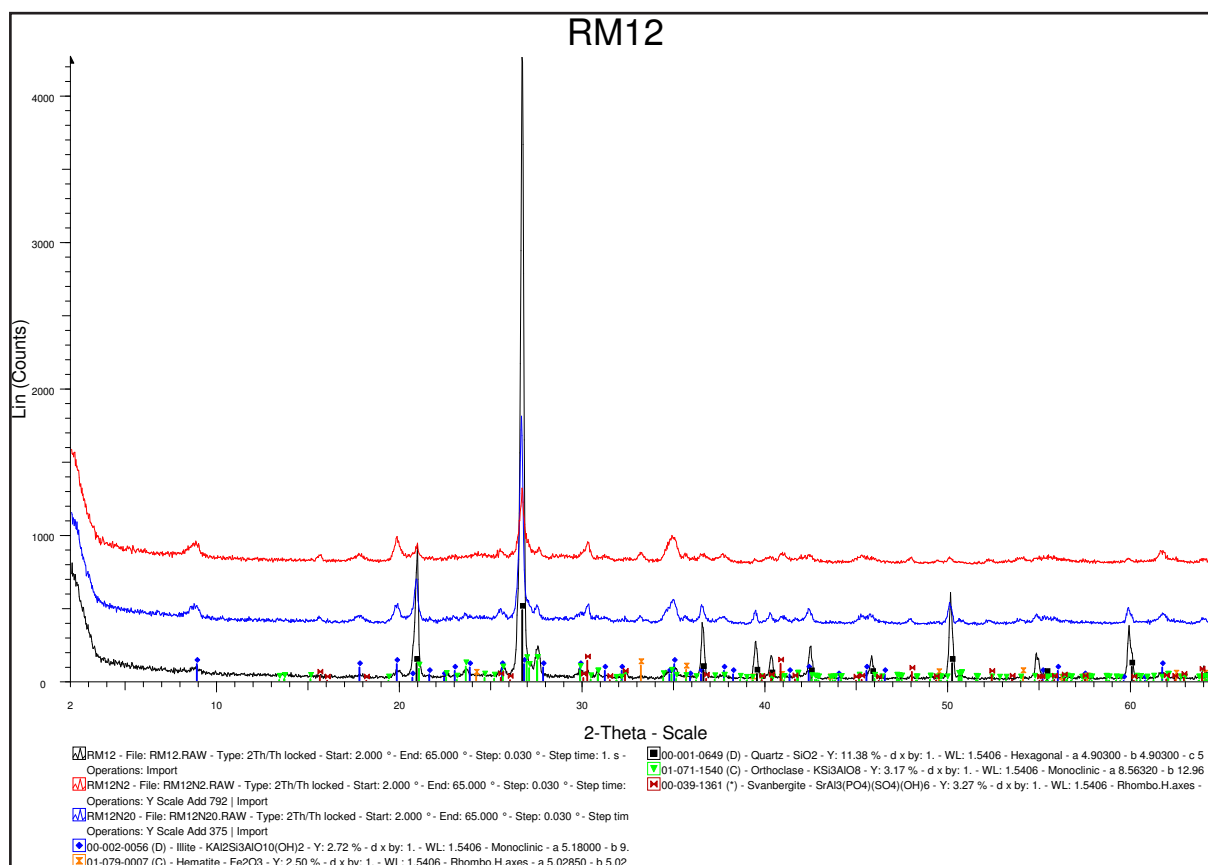
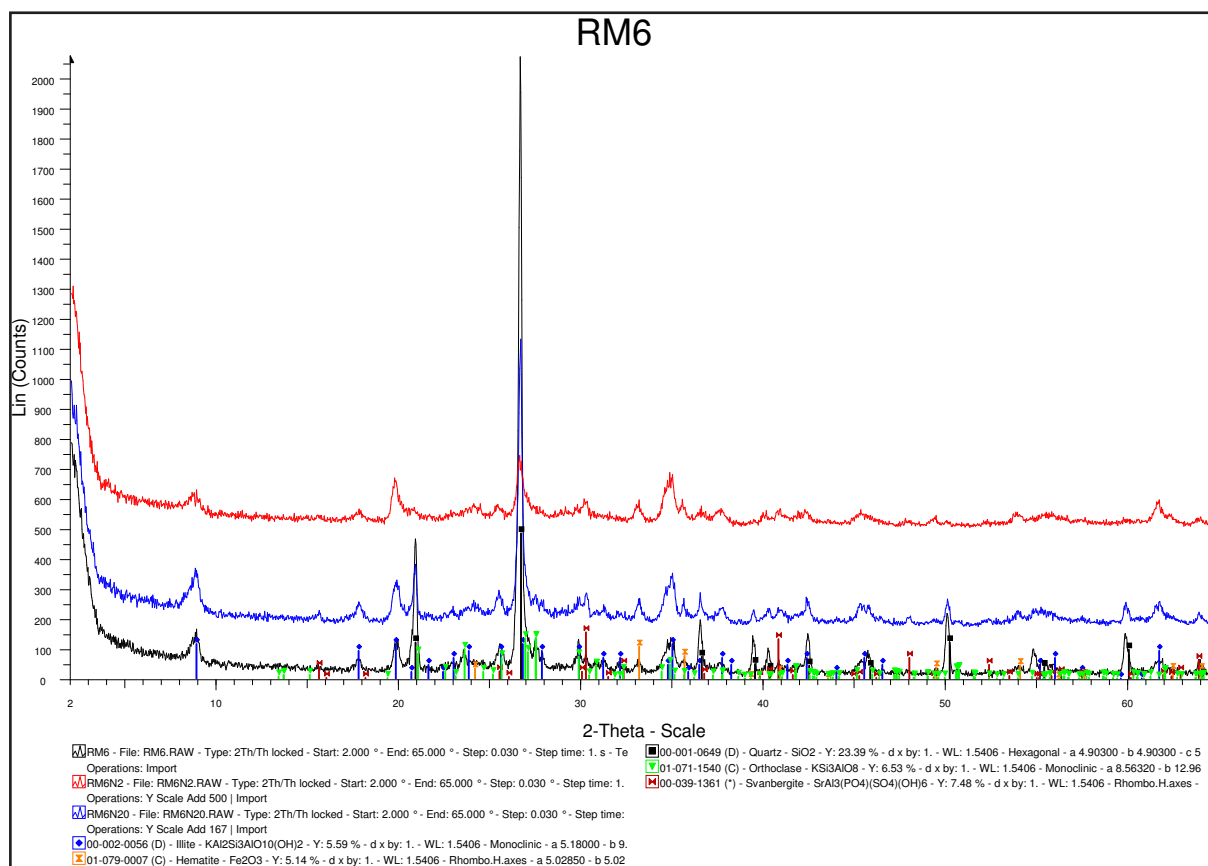
**Resultados de los análisis de DRX (método del polvo policristalino desorientado y de los agregados orientados). Columna de La Palma.**

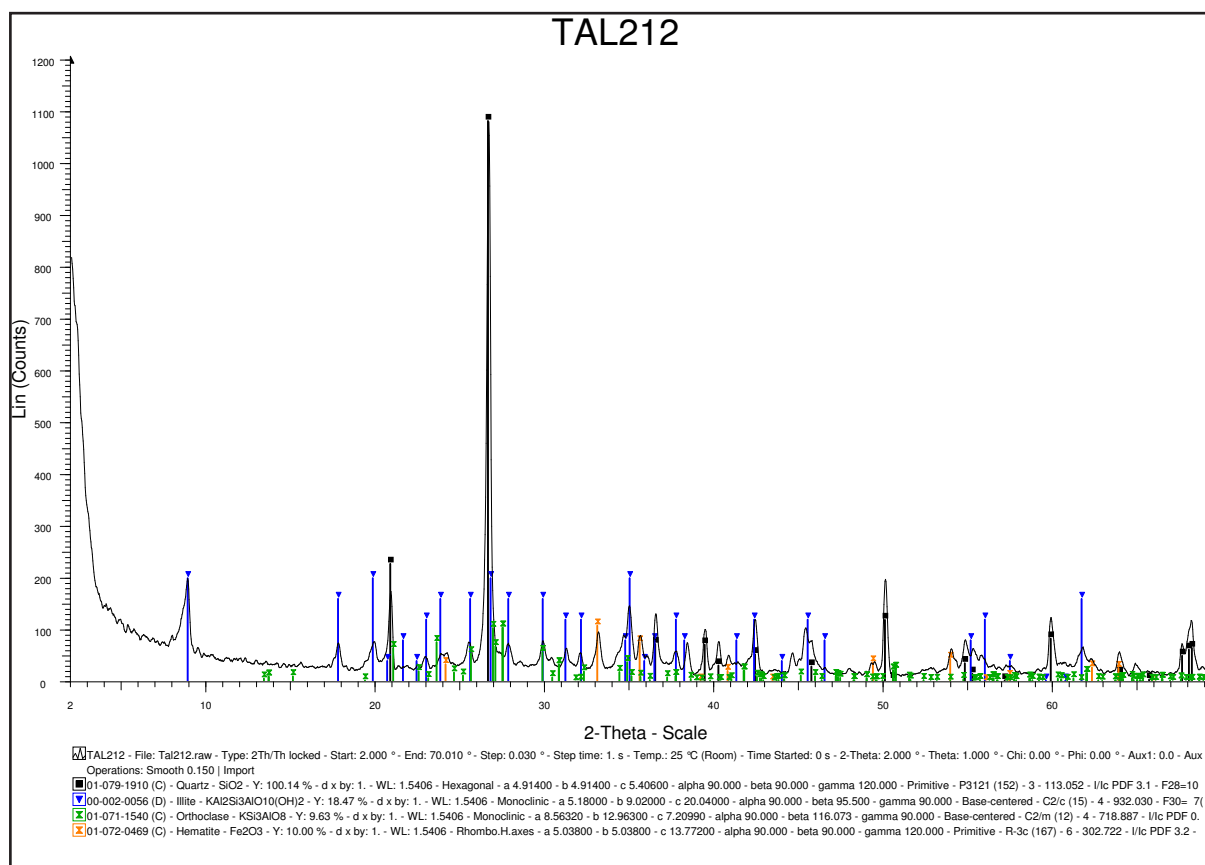
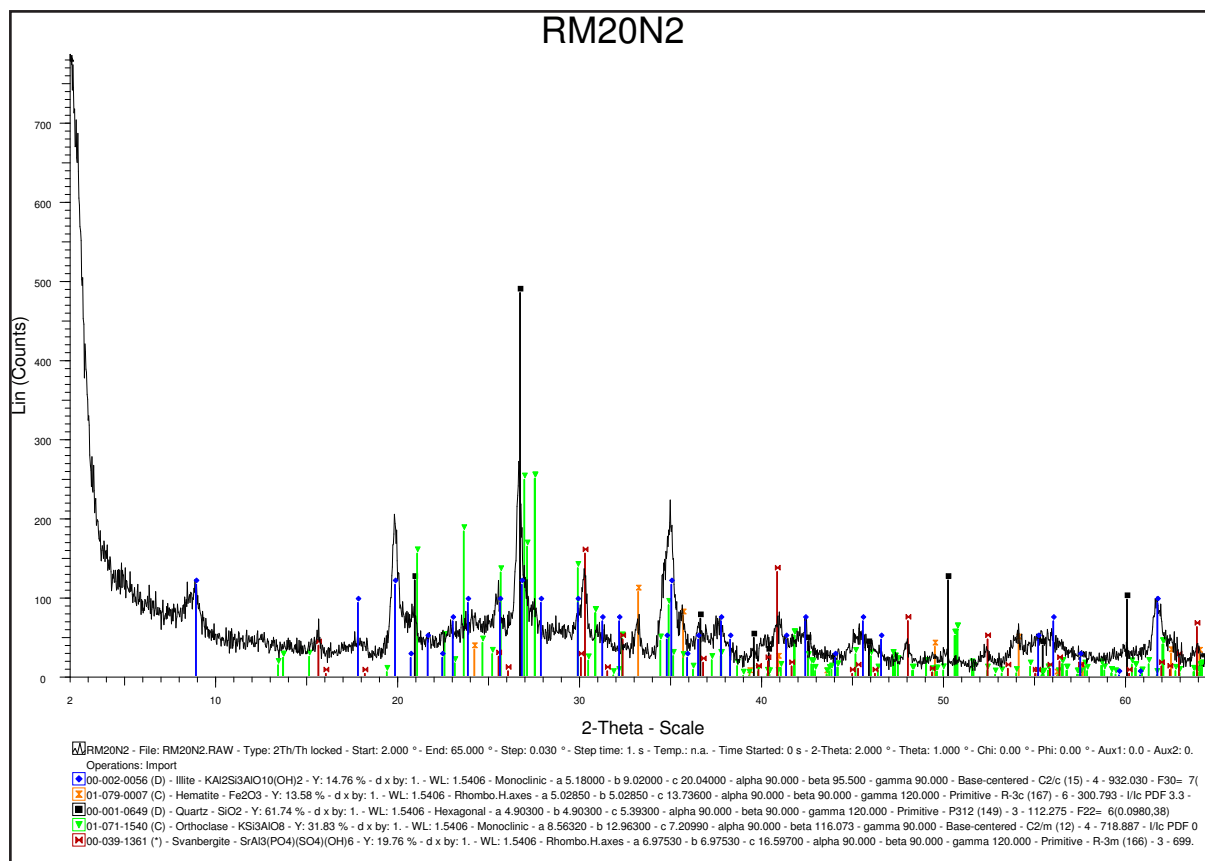
Muestra	Metros	Cuarzo	Dolo- mita	Calcita	Hematite	Flpto.	Filosilicatos	APS	Total	Illita	Caolinita
<b>Figa 1</b>	0,5	19	0	0	8	0	73		100	76	24
<b>Figa 2</b>	11,5	9	15	0	6	Ind.	70		100	86	14
<b>Figa 3</b>	16,3	20	Ind.	0	17	Ind.	62		100	59	41
<b>Figa 4</b>	23,8	27	0	0	Ind.	Ind.	64		100	51	49
<b>Figa 5</b>	28,7	28	0	0	Ind.	Ind.	72		100	56	44
<b>Figa 6</b>	38,2	16	21	6	Ind.	4	53		100	54	46
<b>Figa 7</b>	42,8	7	8	0	Ind.	Ind.	85	Ind.	100	89	11
<b>Figa 8</b>	51,0	16	7	0	Ind.	Ind.	76		100	82	18
<b>Figa 8b</b>	51,1	21	9	15	Ind.	Ind.	55		100		
<b>Figa 9a</b>	64,8	17	8	9	Ind.	8	57		100	81	19
<b>Figa 9b</b>	64,9	15	12	7	0	0	66	Ind.	100		
<b>Figa 11</b>	89,4	6	11	3	3	Ind.	77		100	84	16

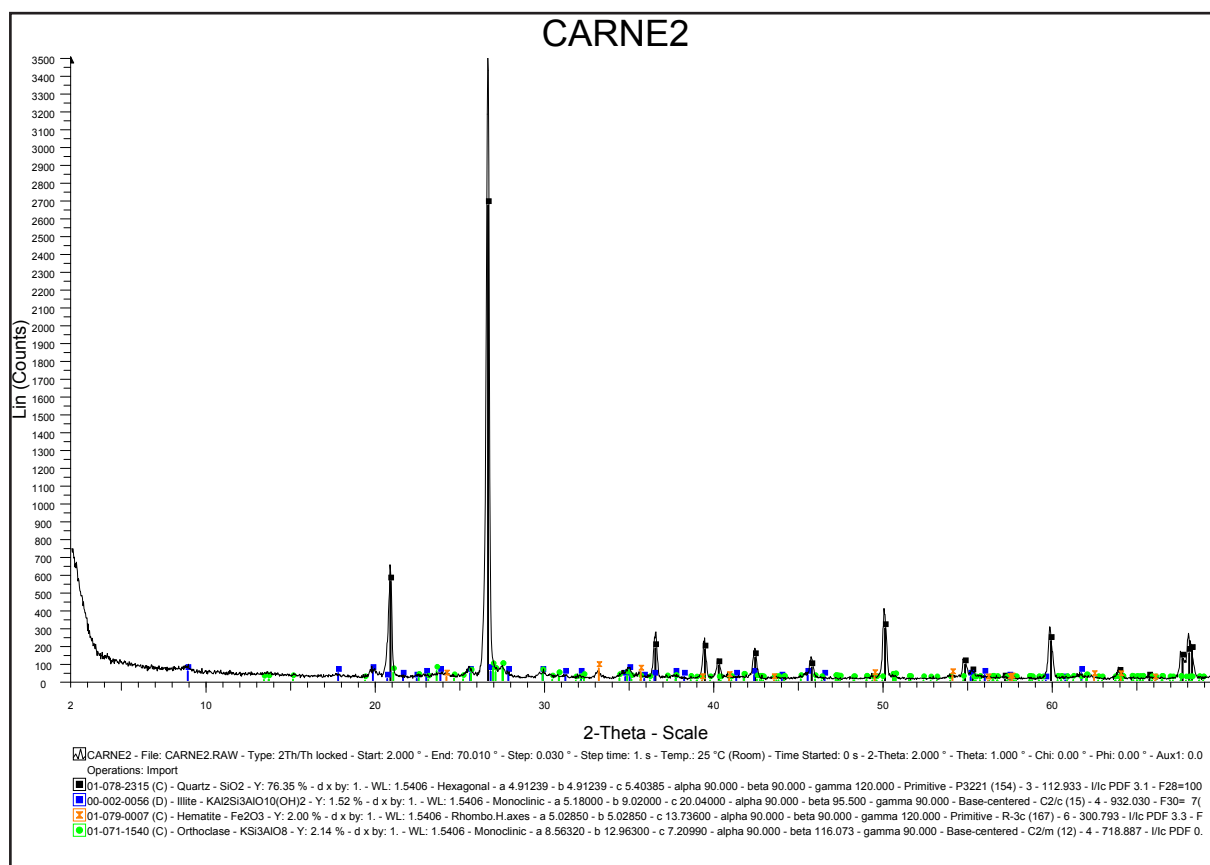
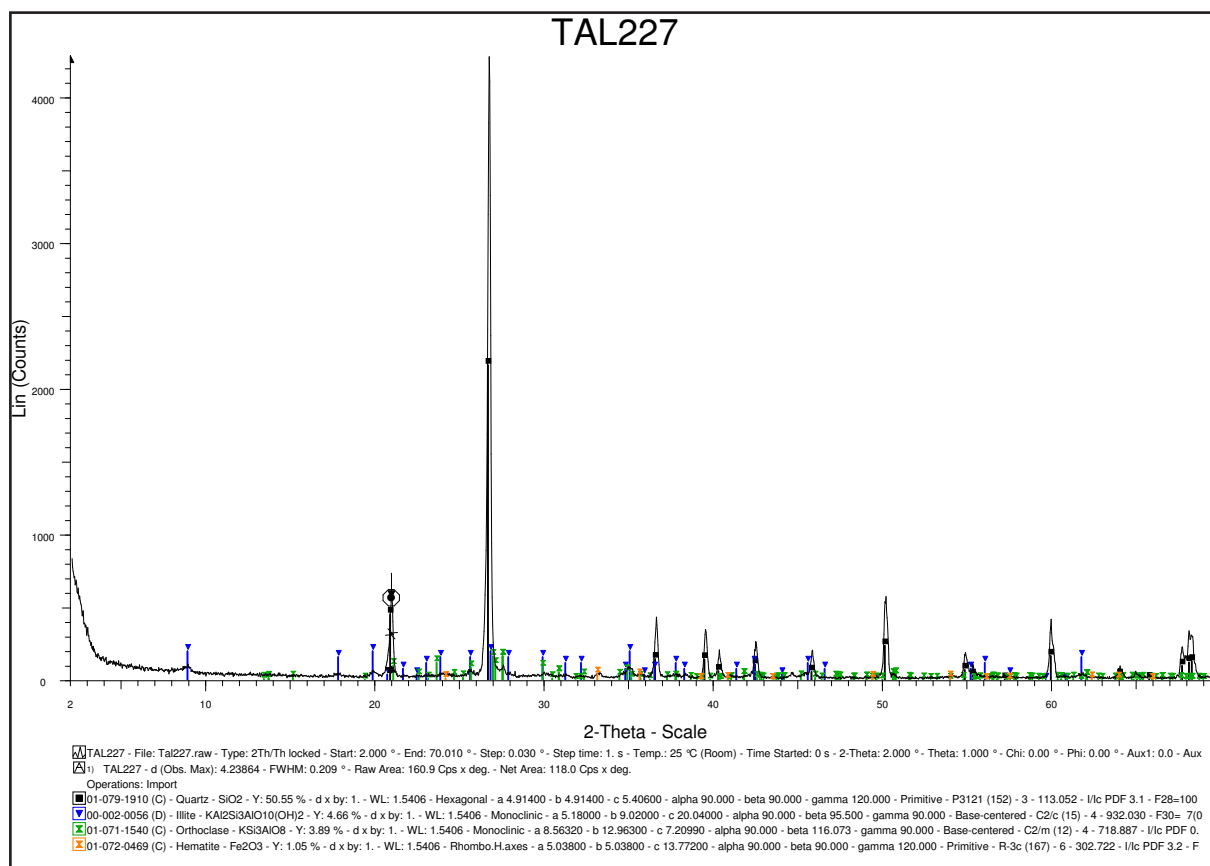
**Resultados de los análisis de DRX (método del polvo policristalino desorientado y de los agregados orientados). Columna de El Figaró.**

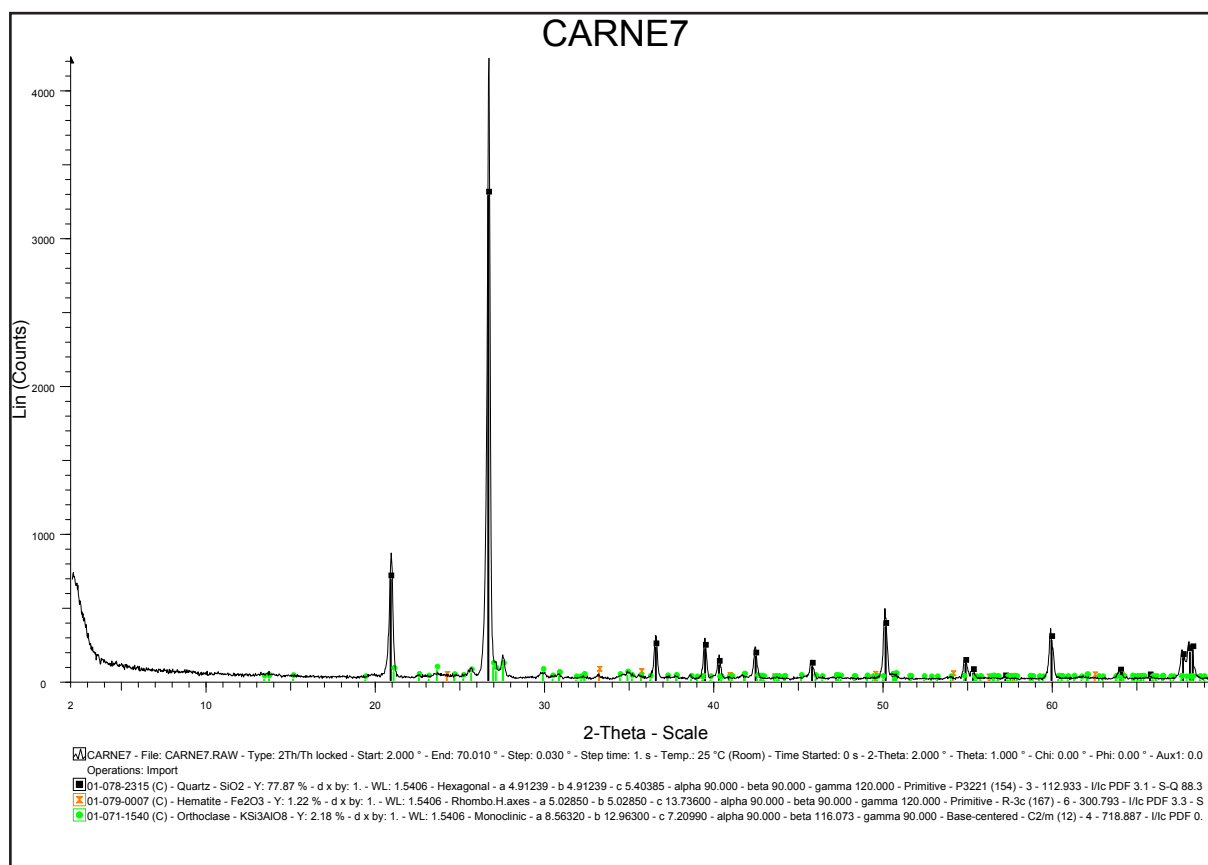
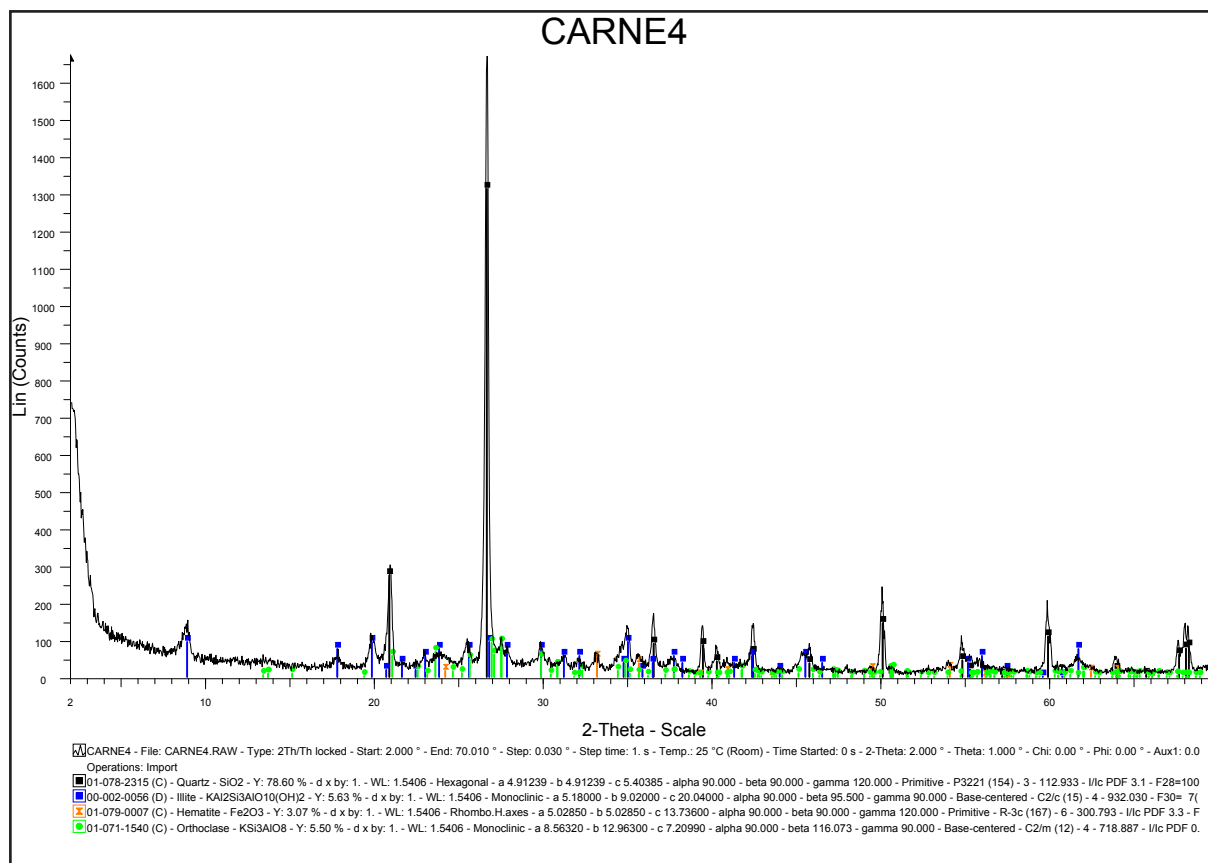


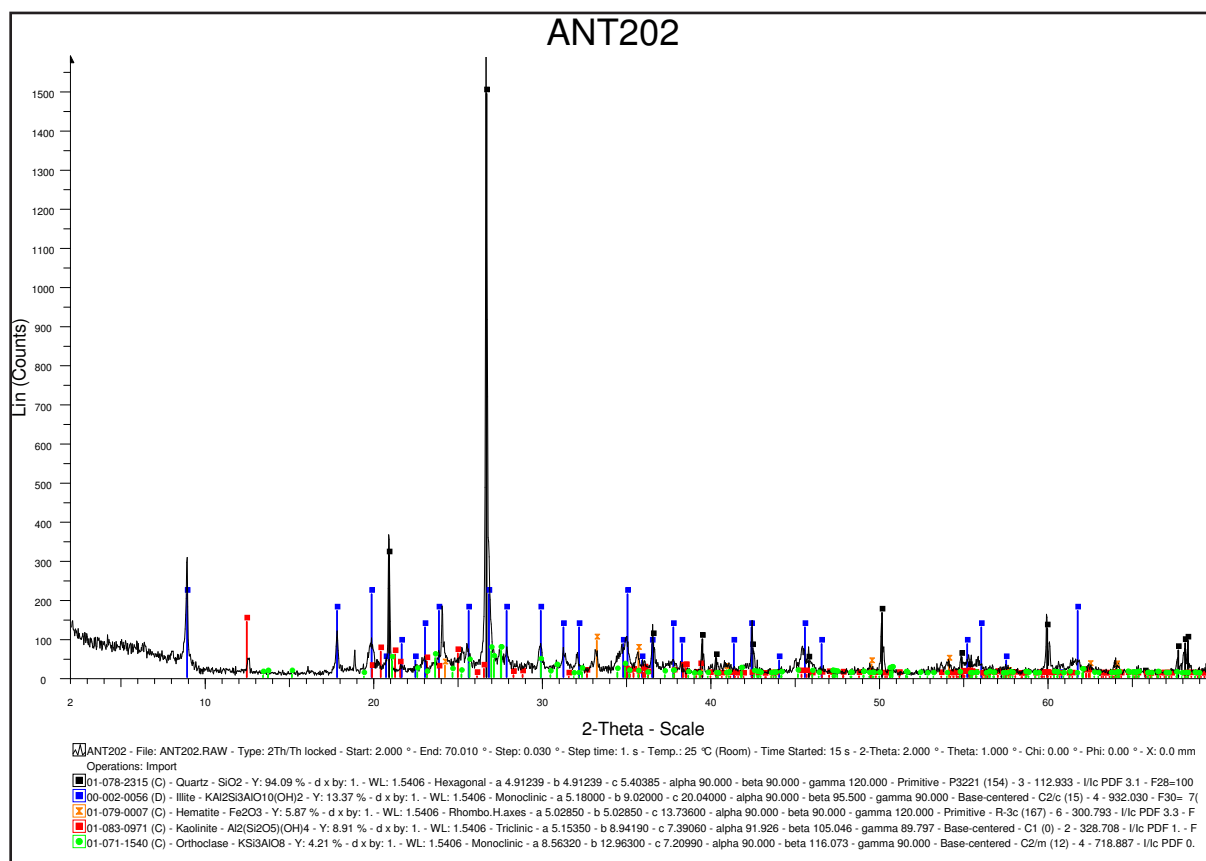
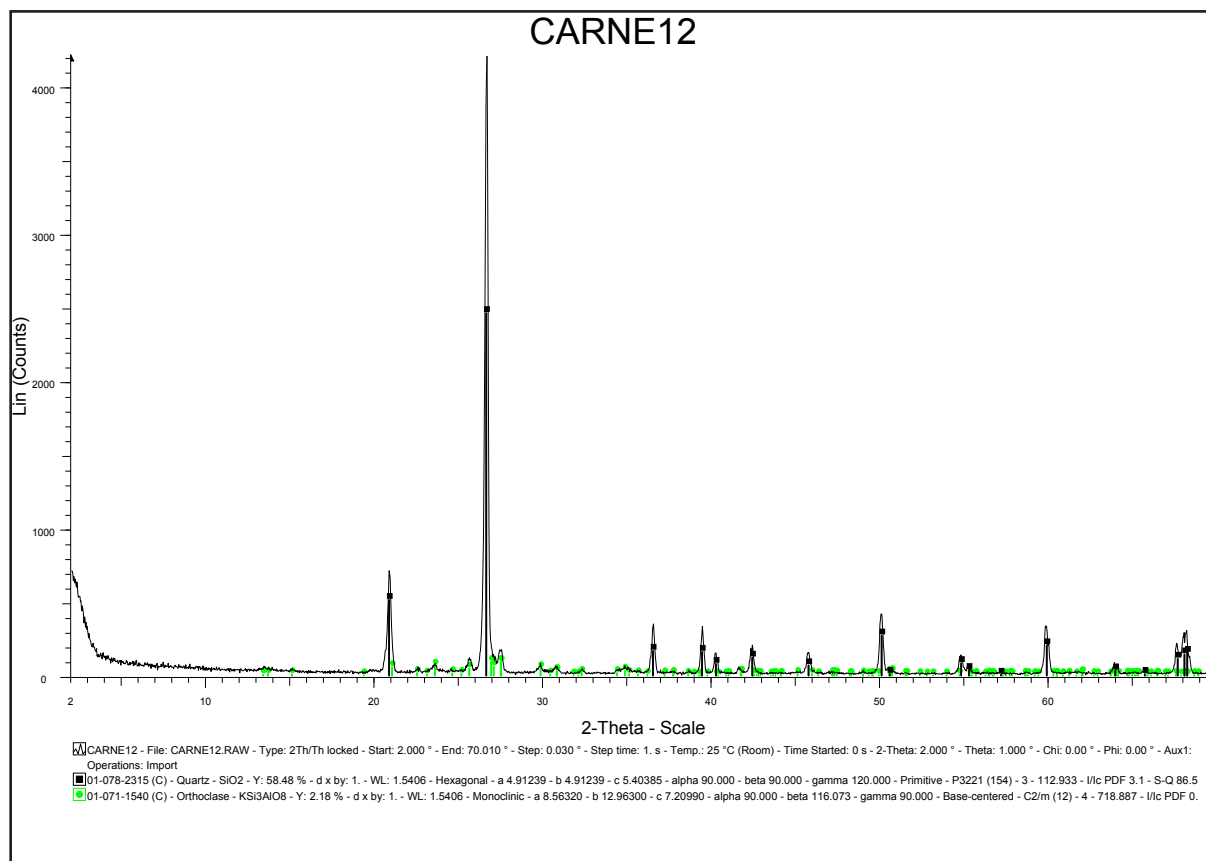
## Difractogramas (Método del Polvo Policristalino)

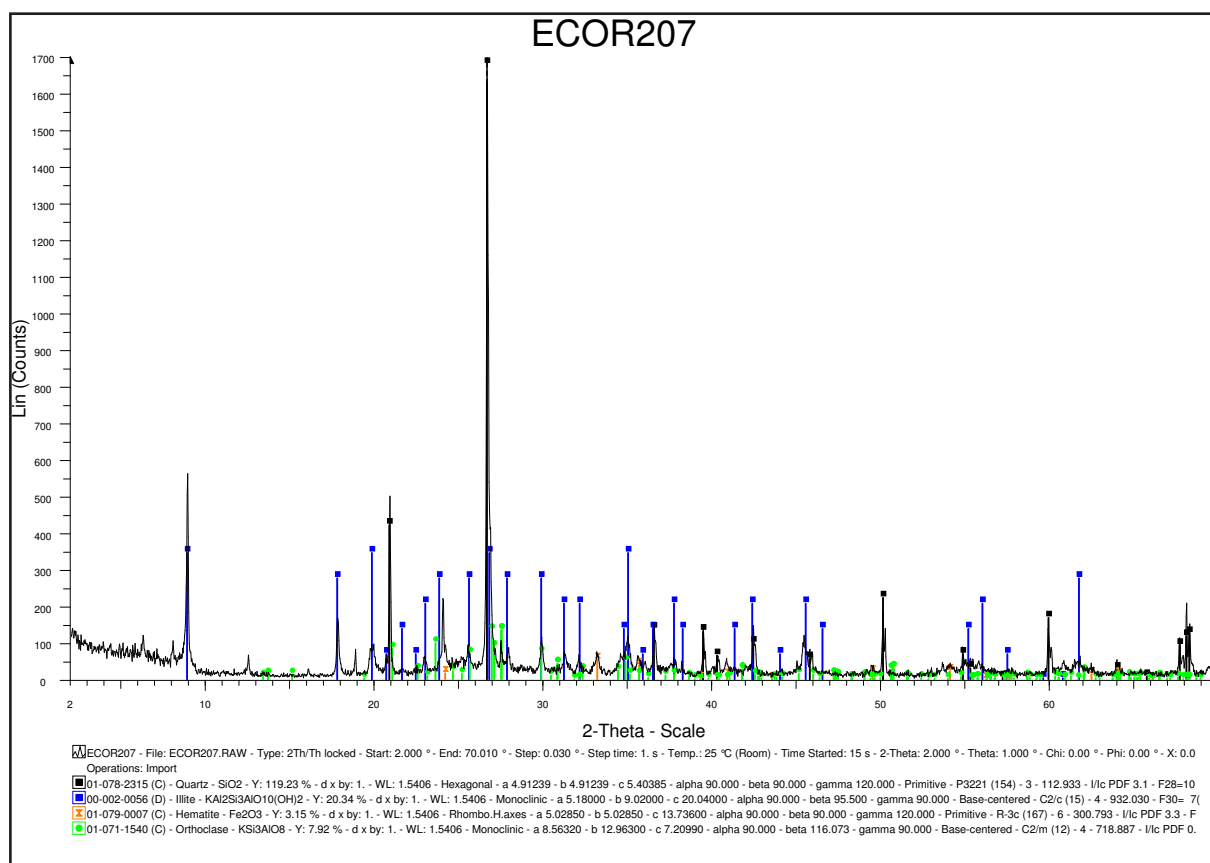
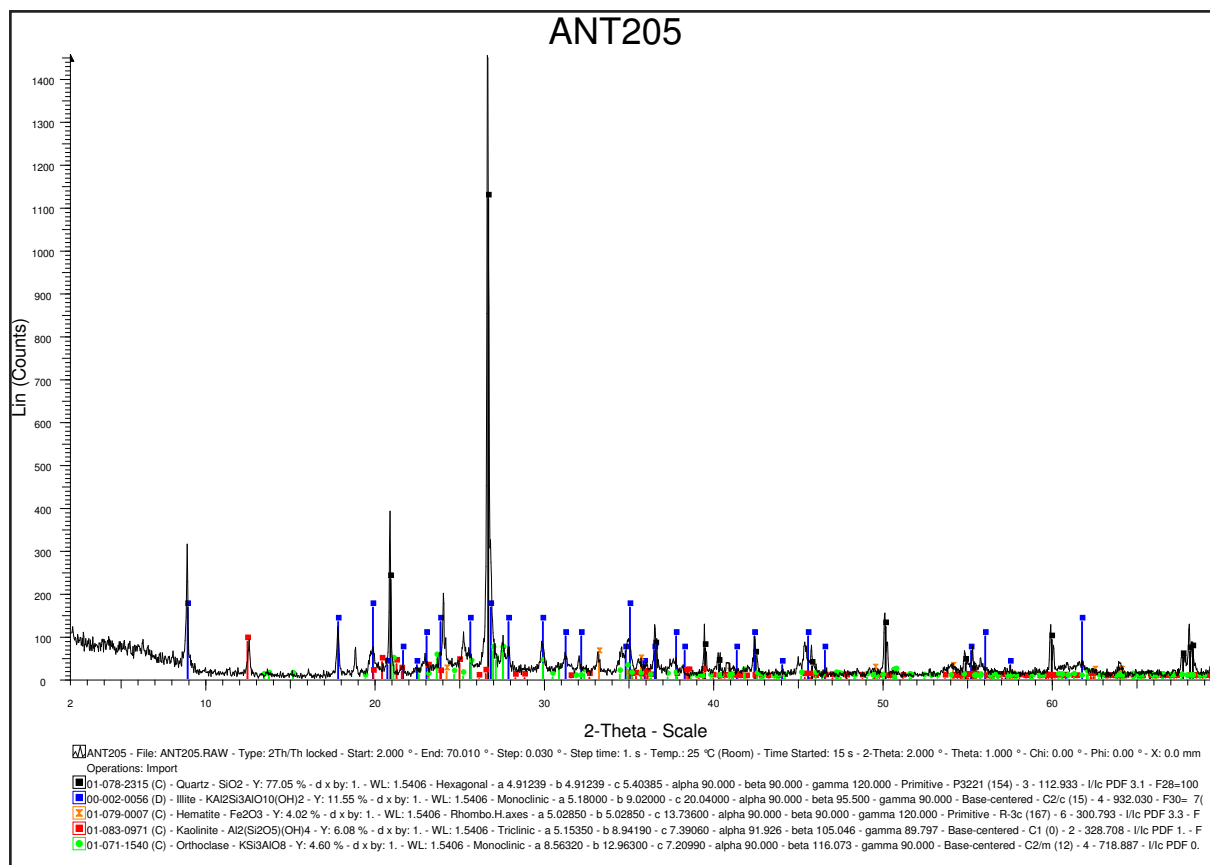




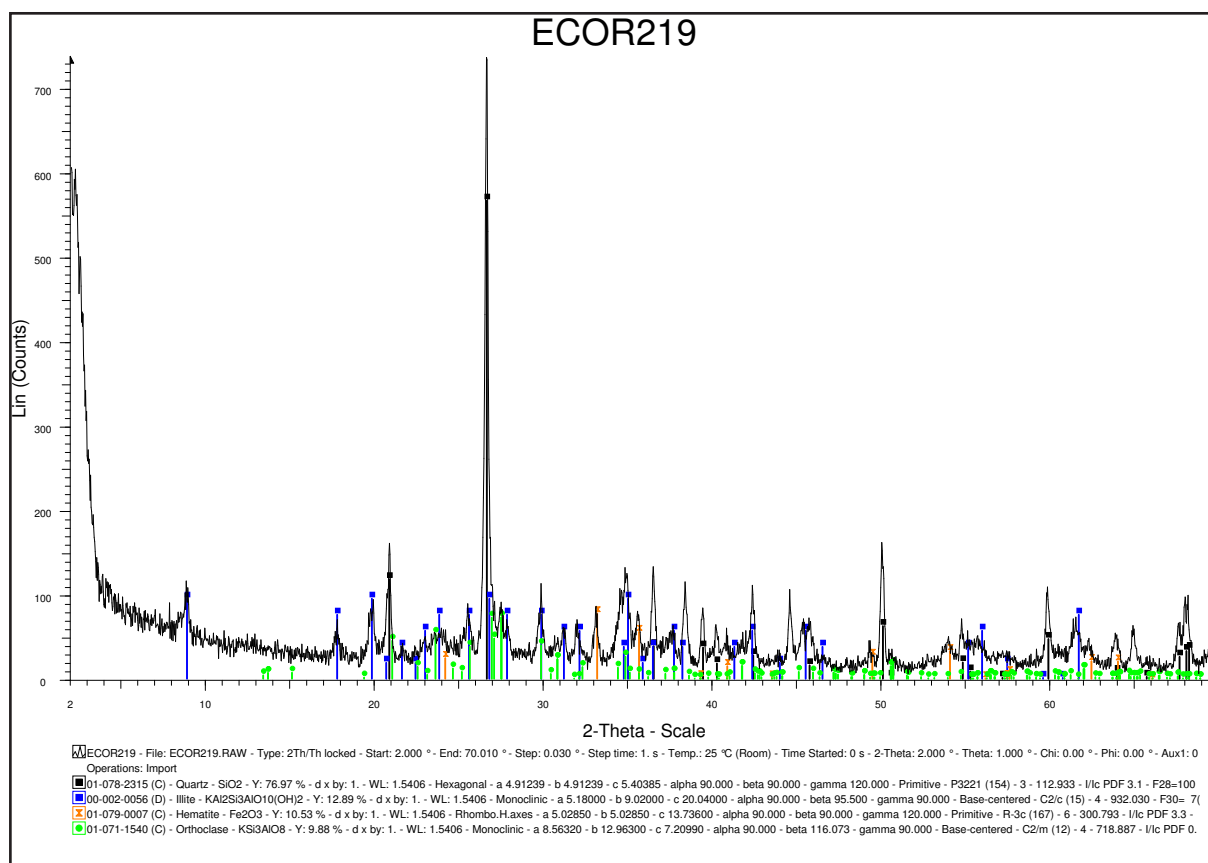
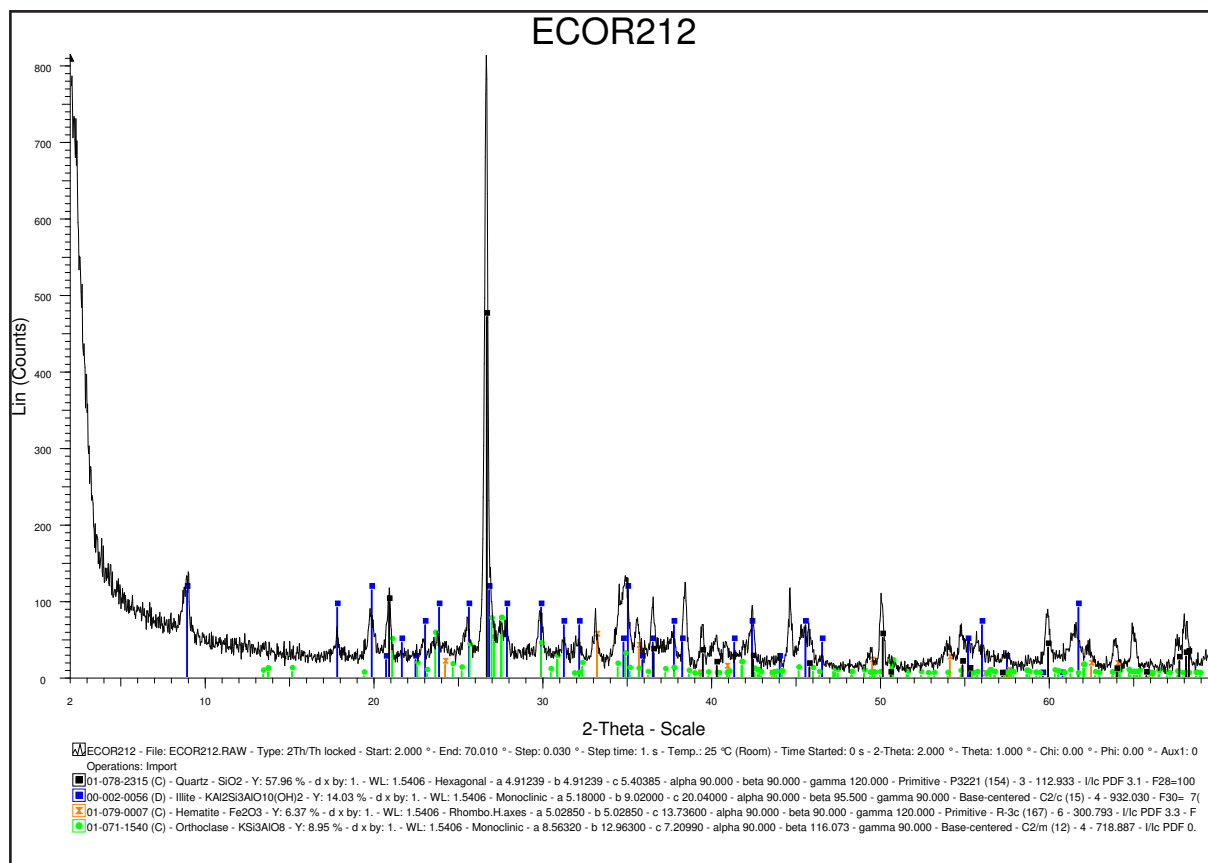


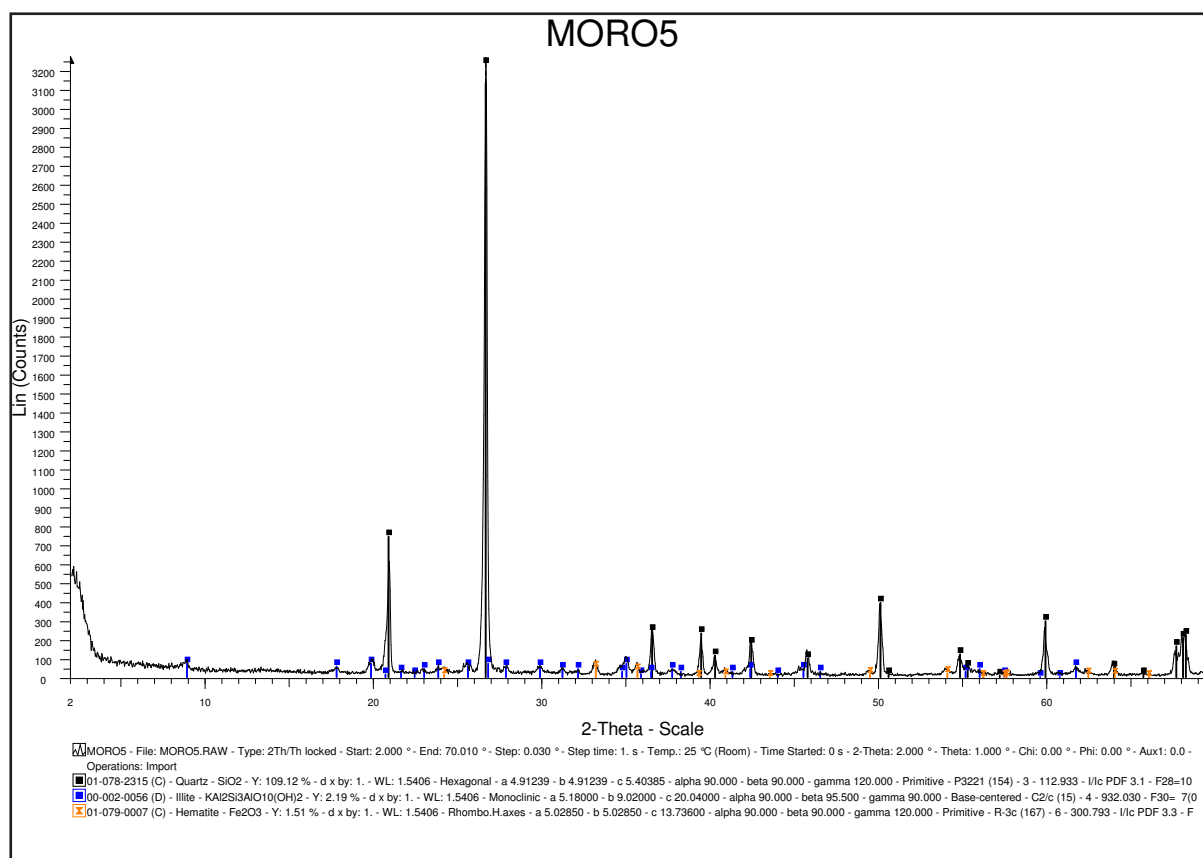
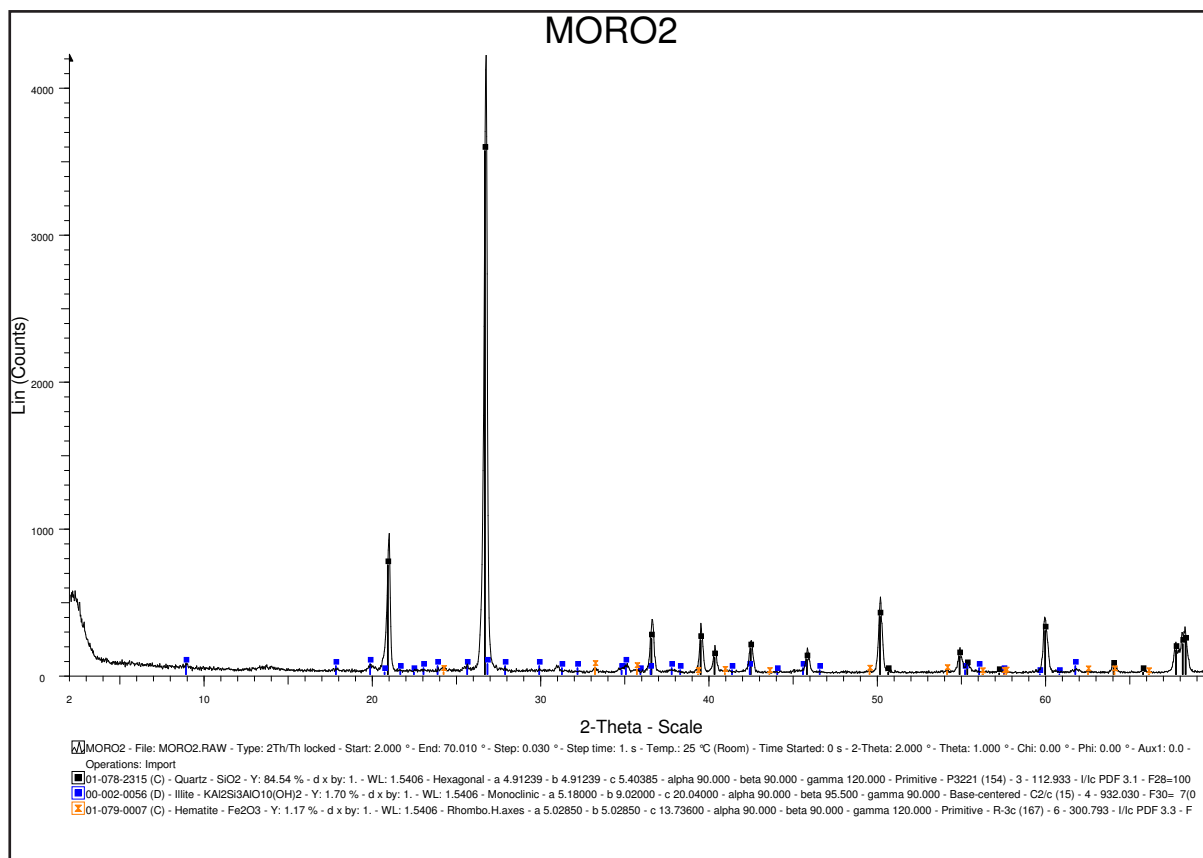


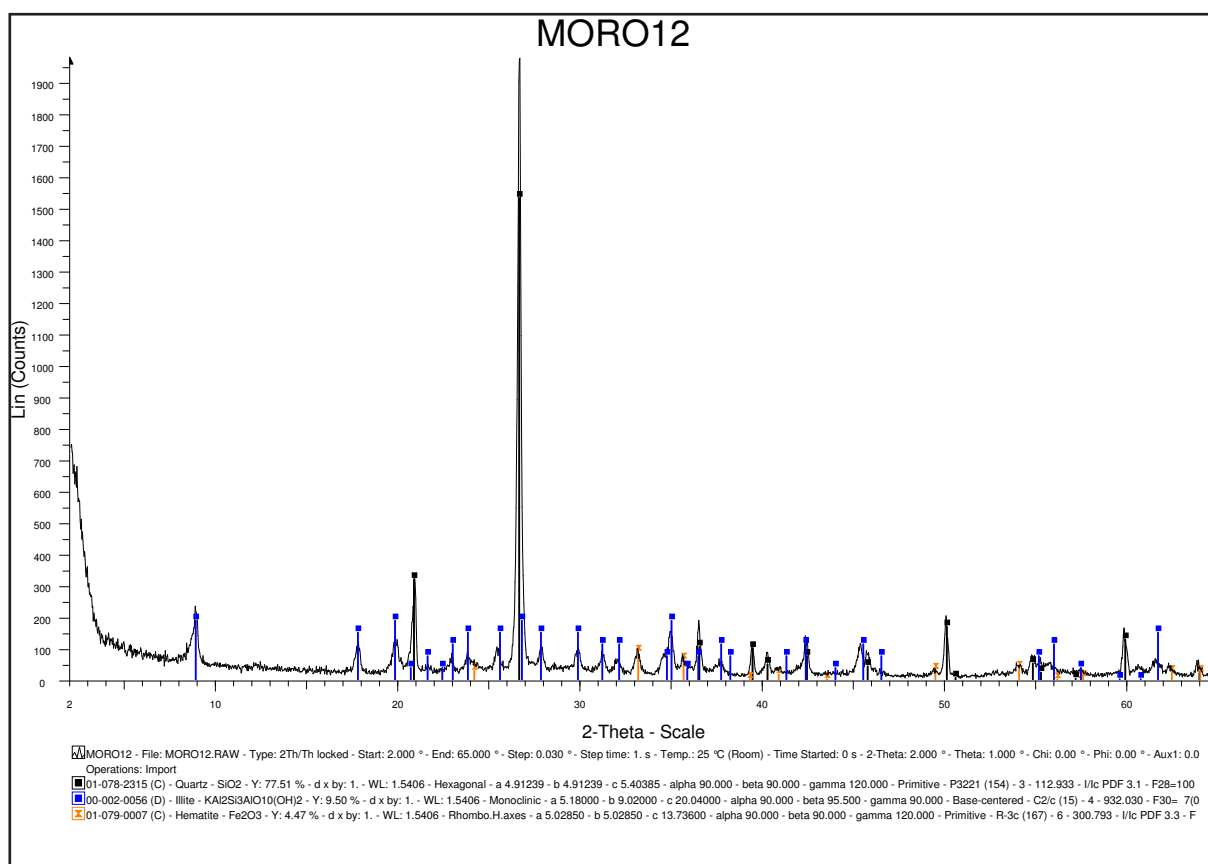
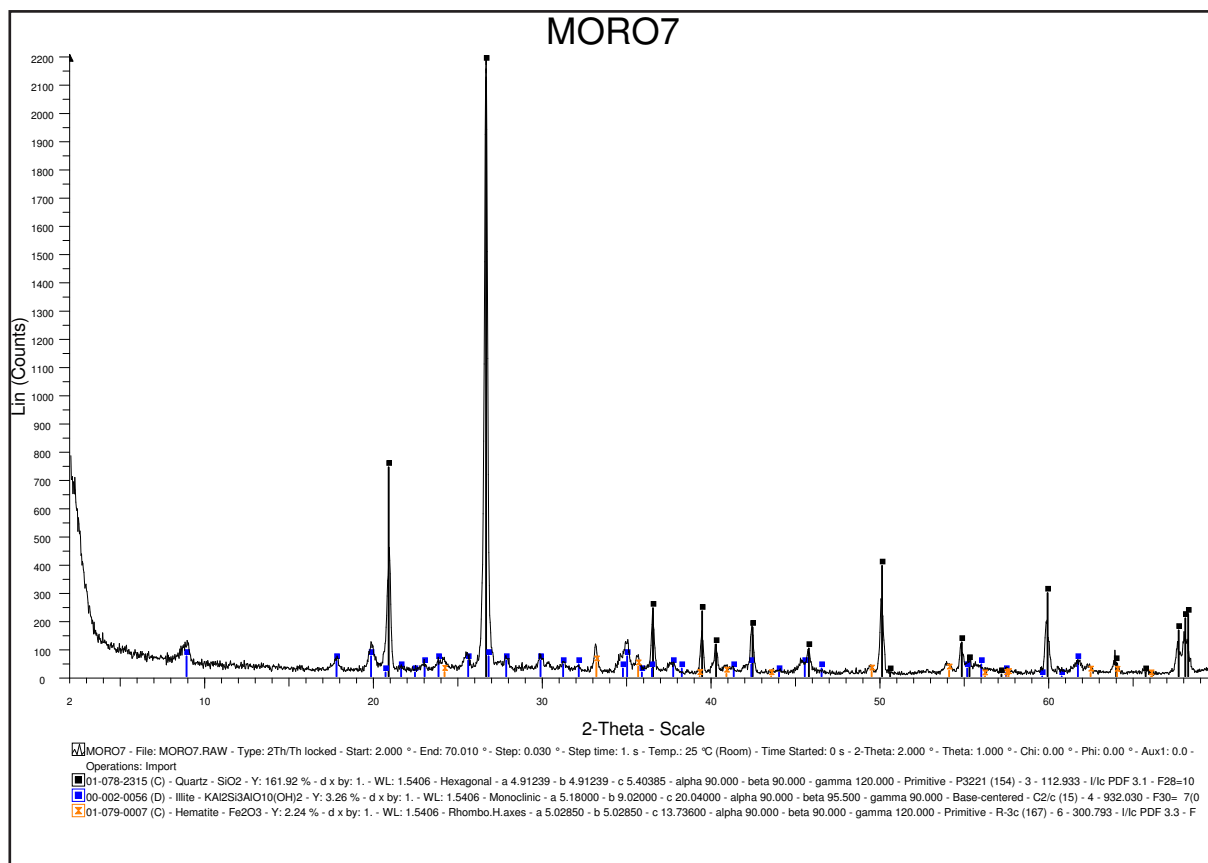


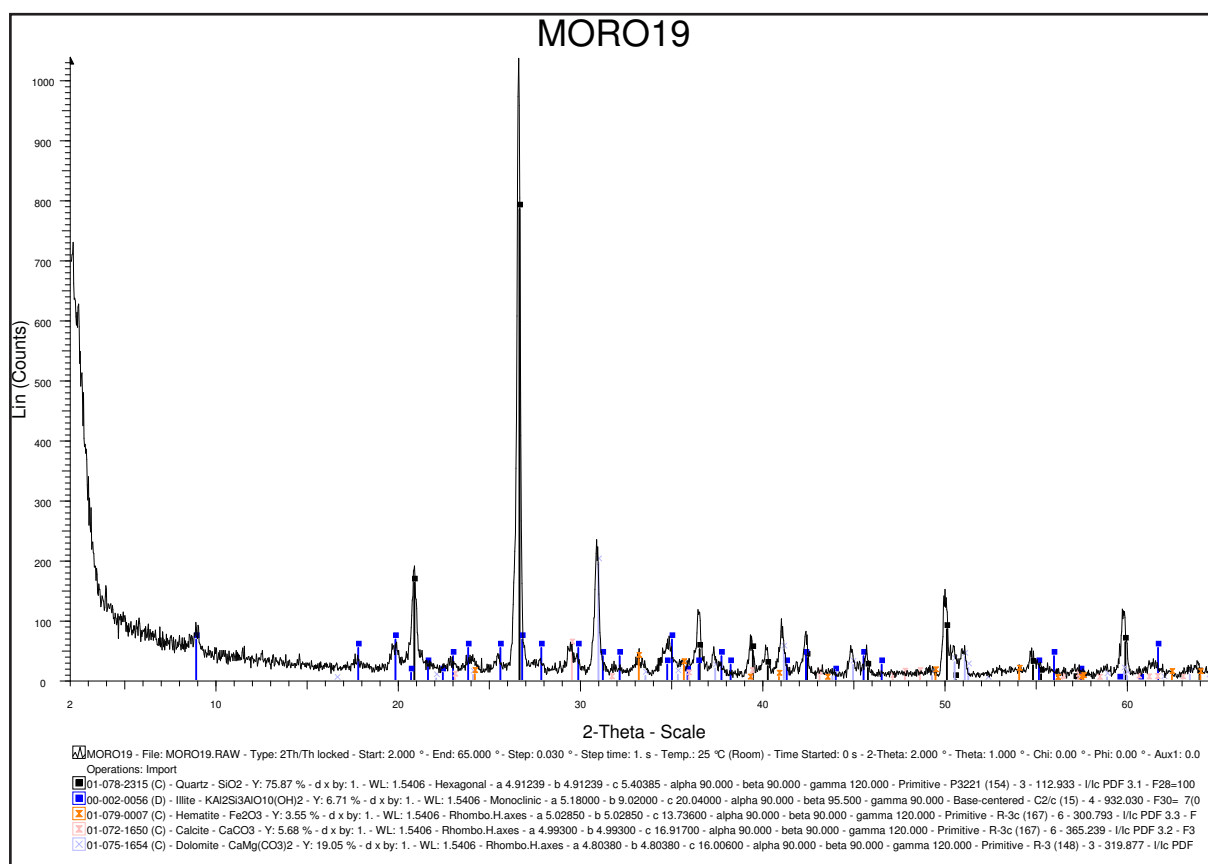
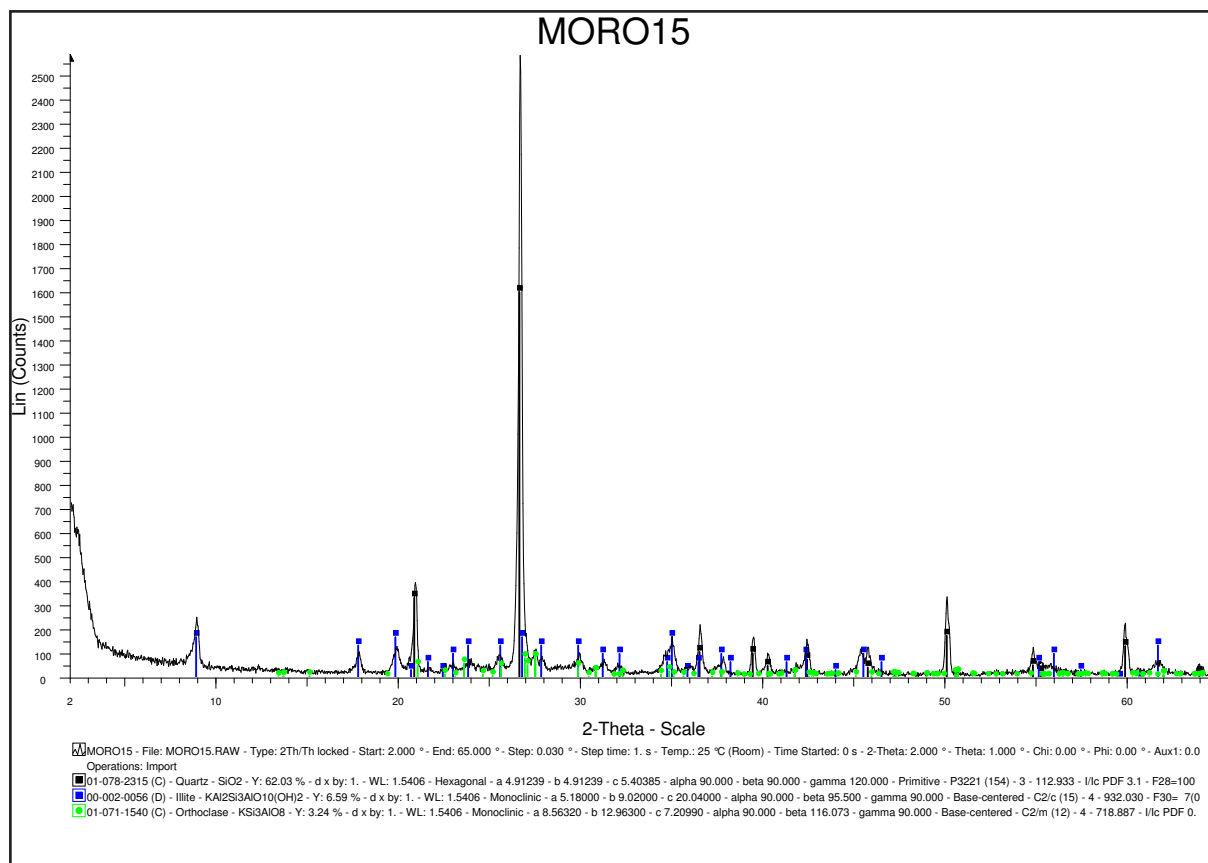


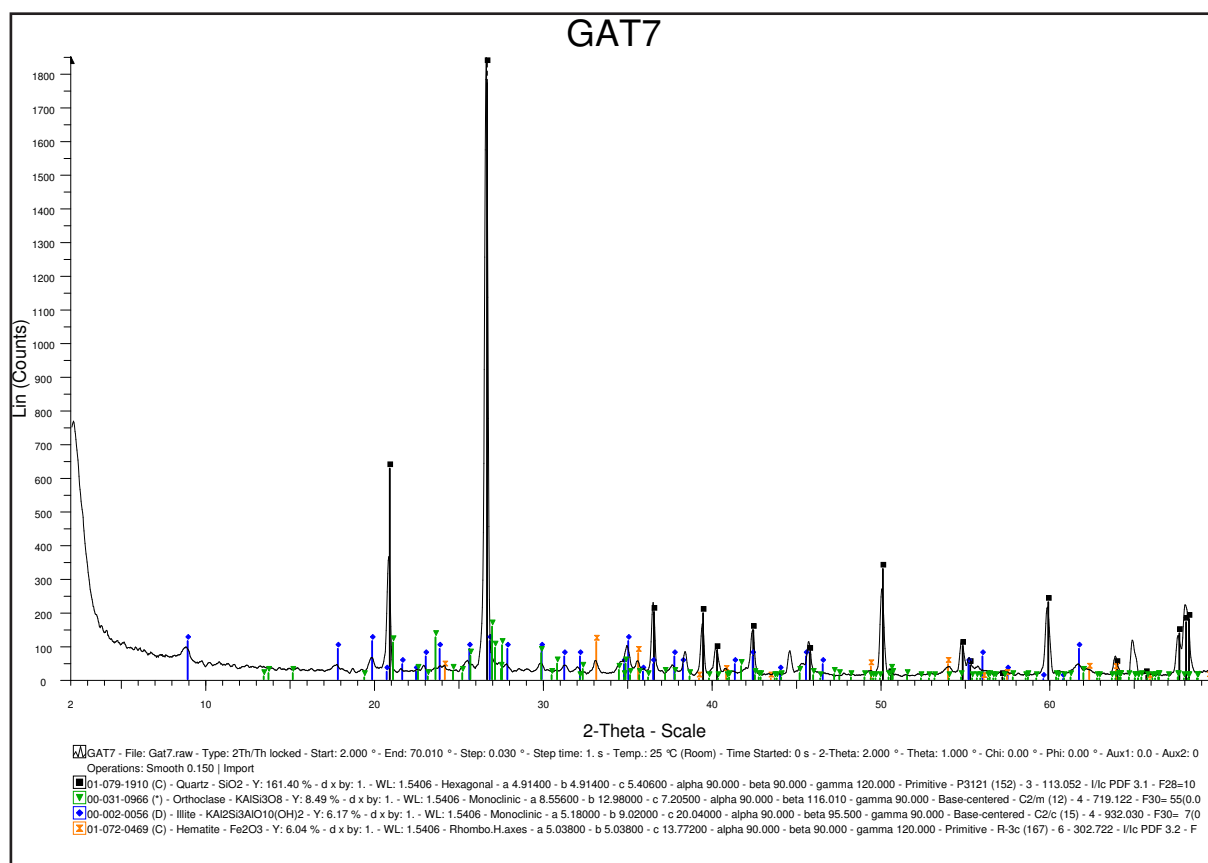
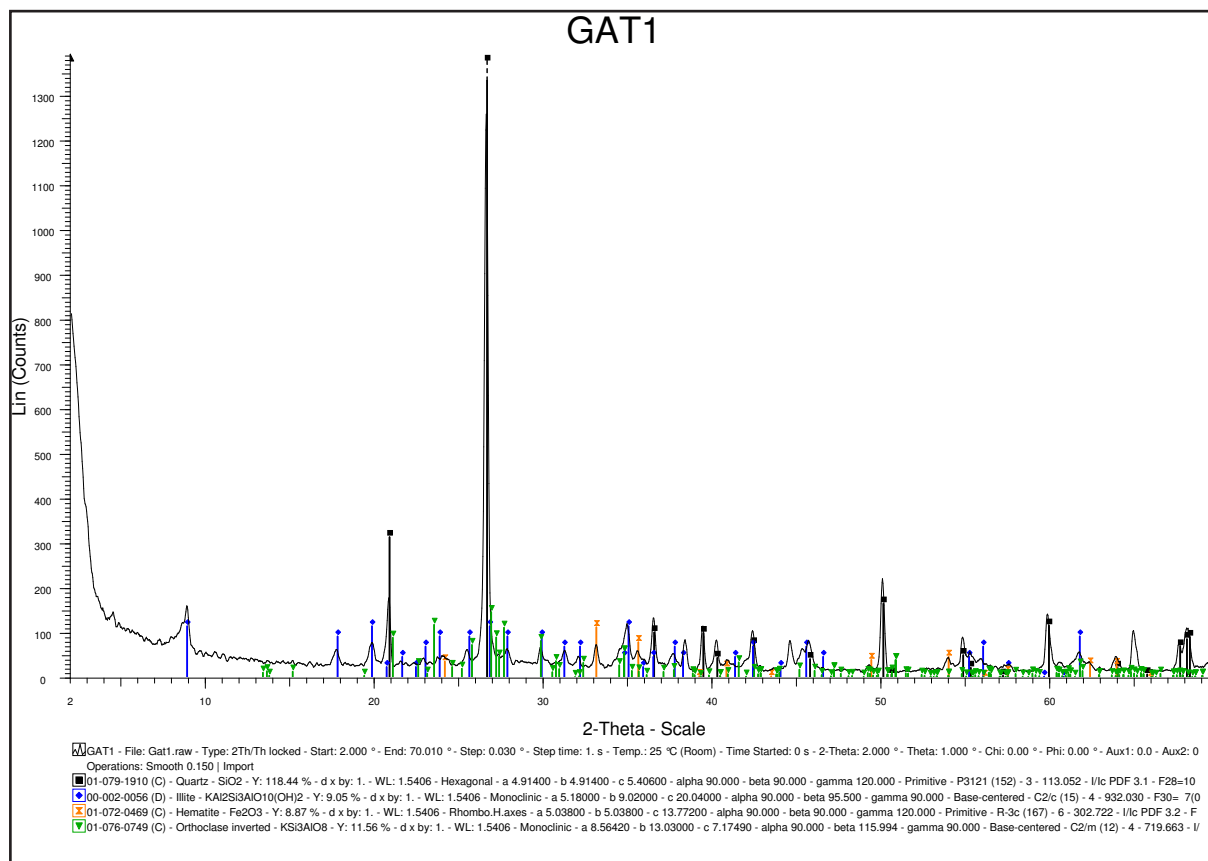


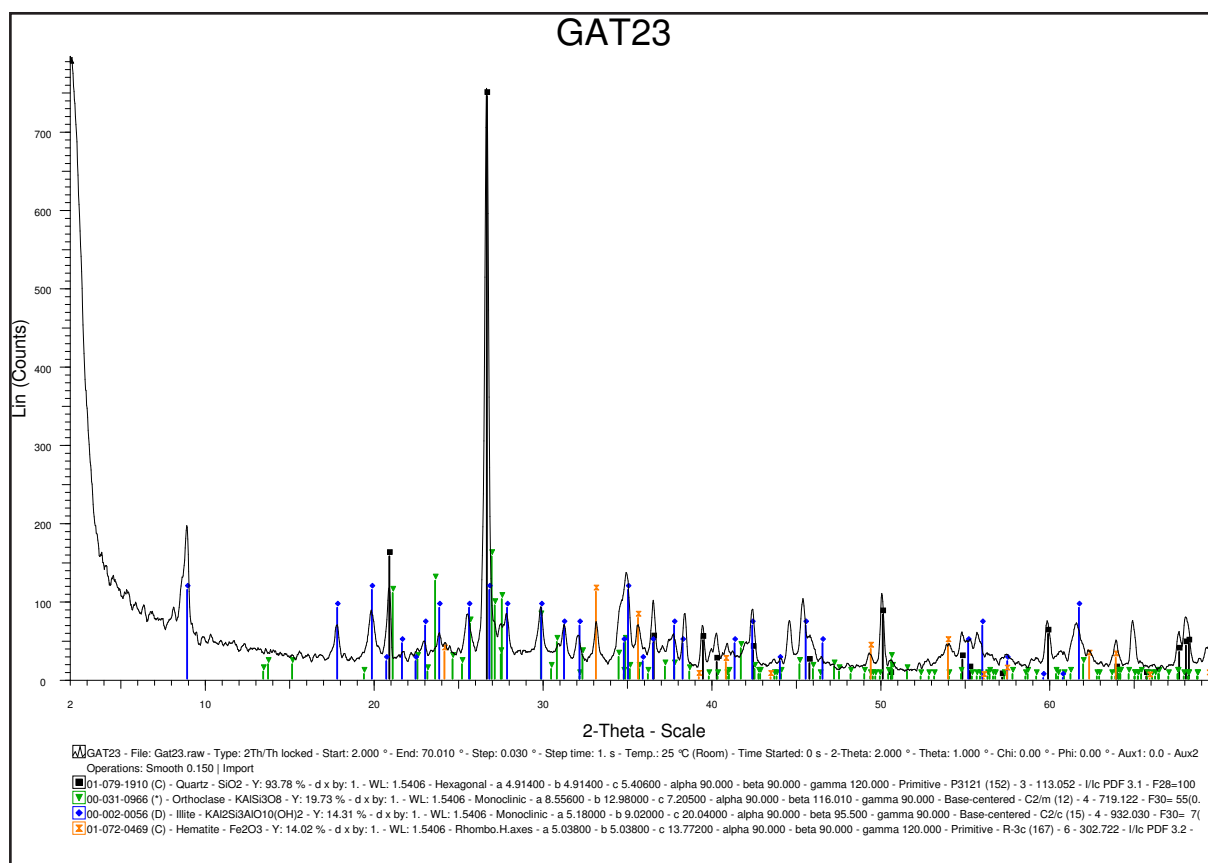
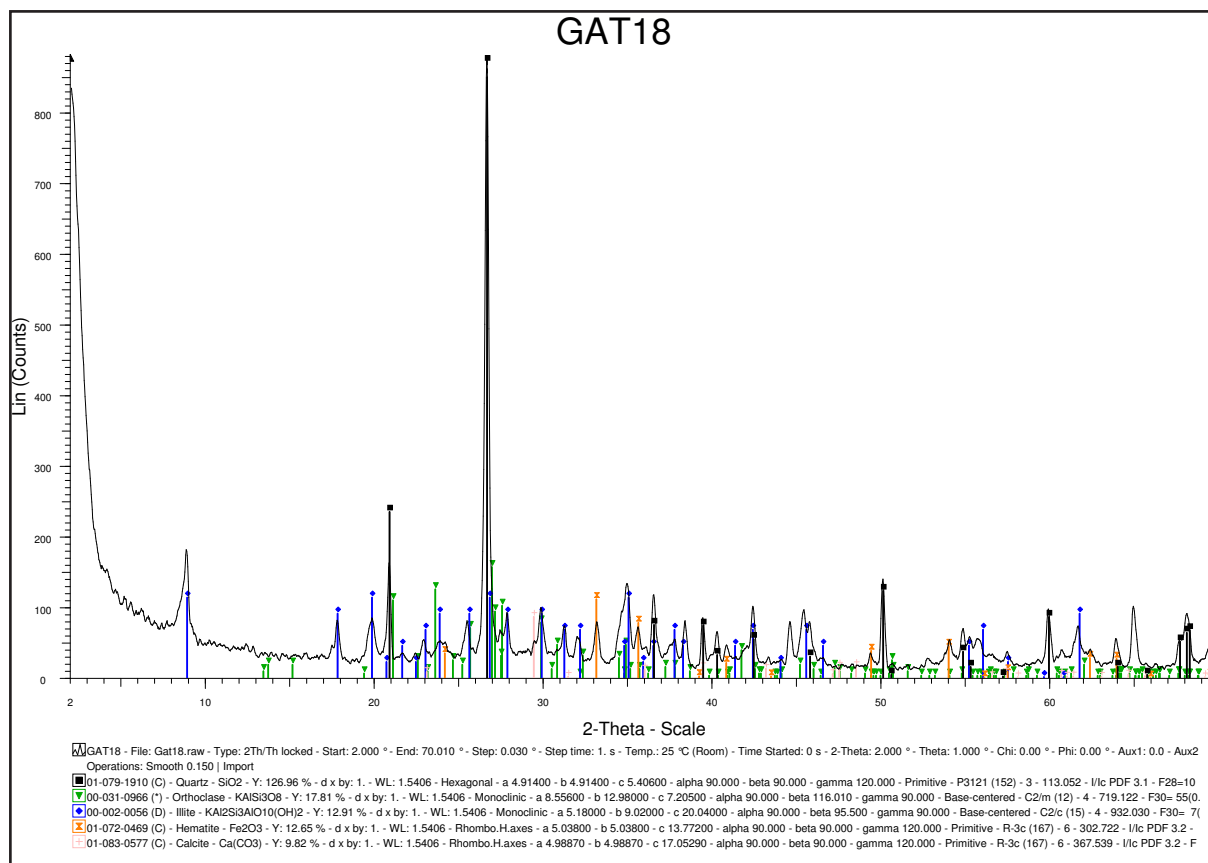




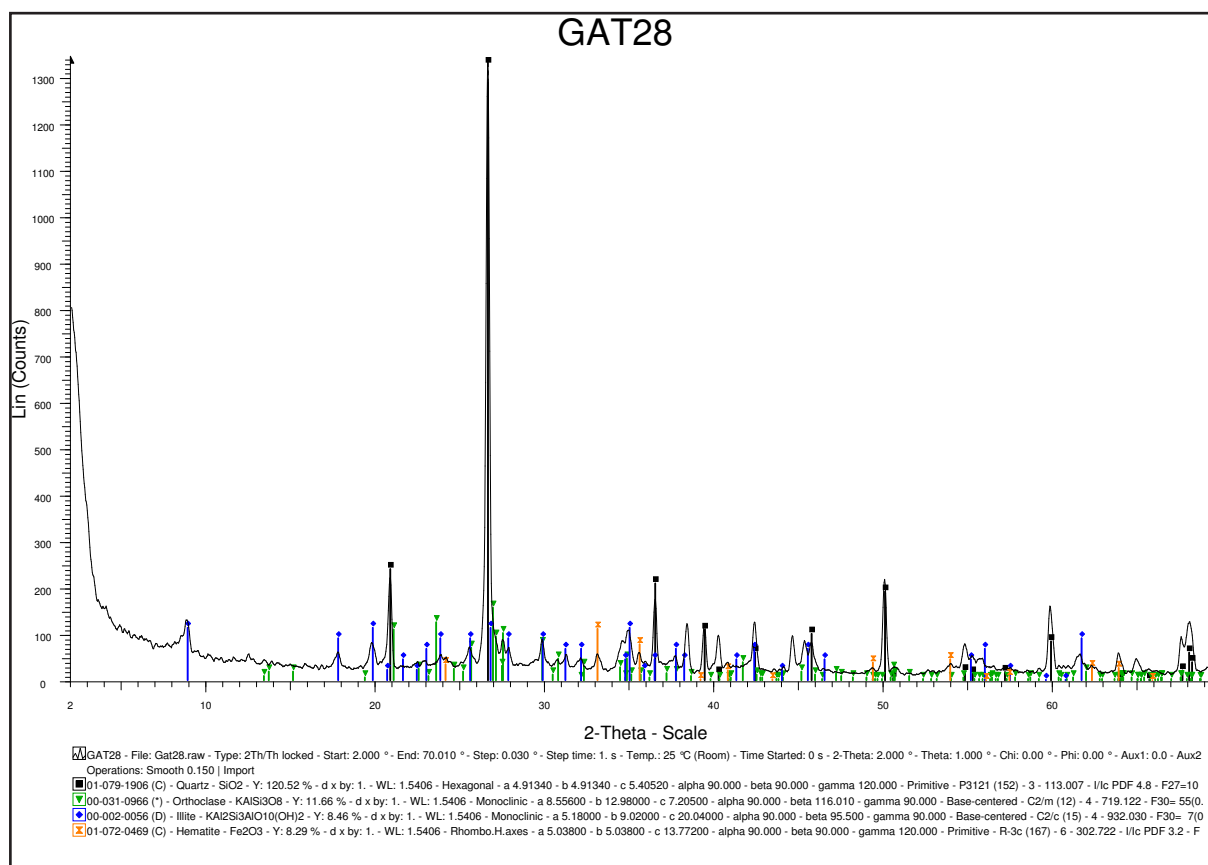
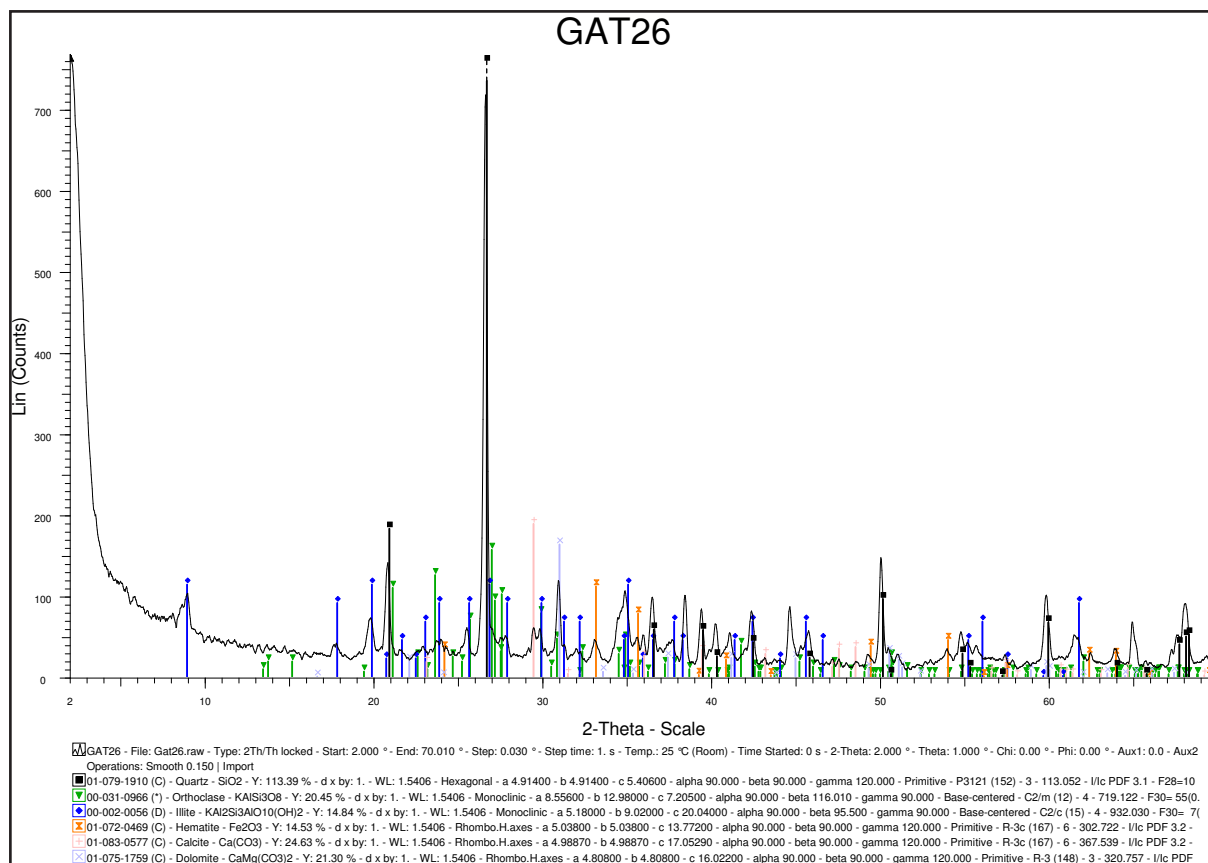


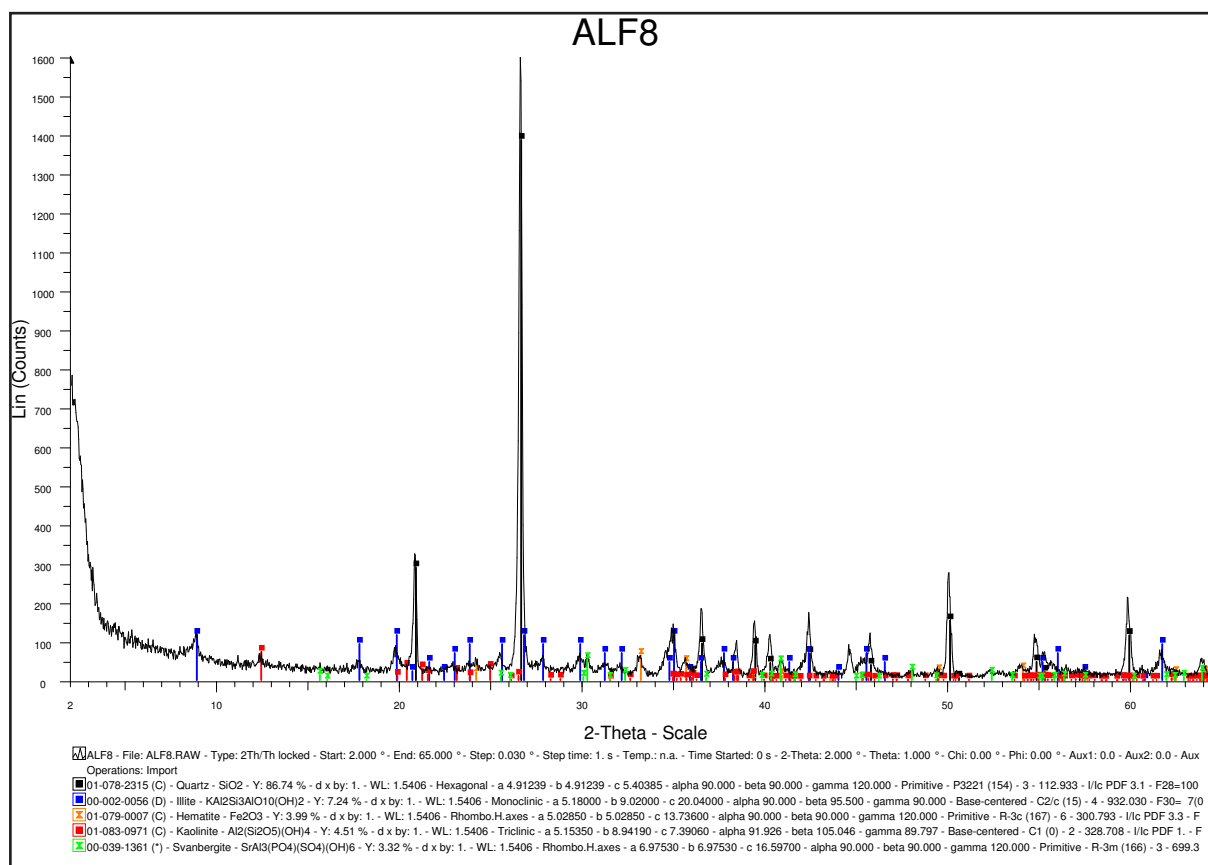
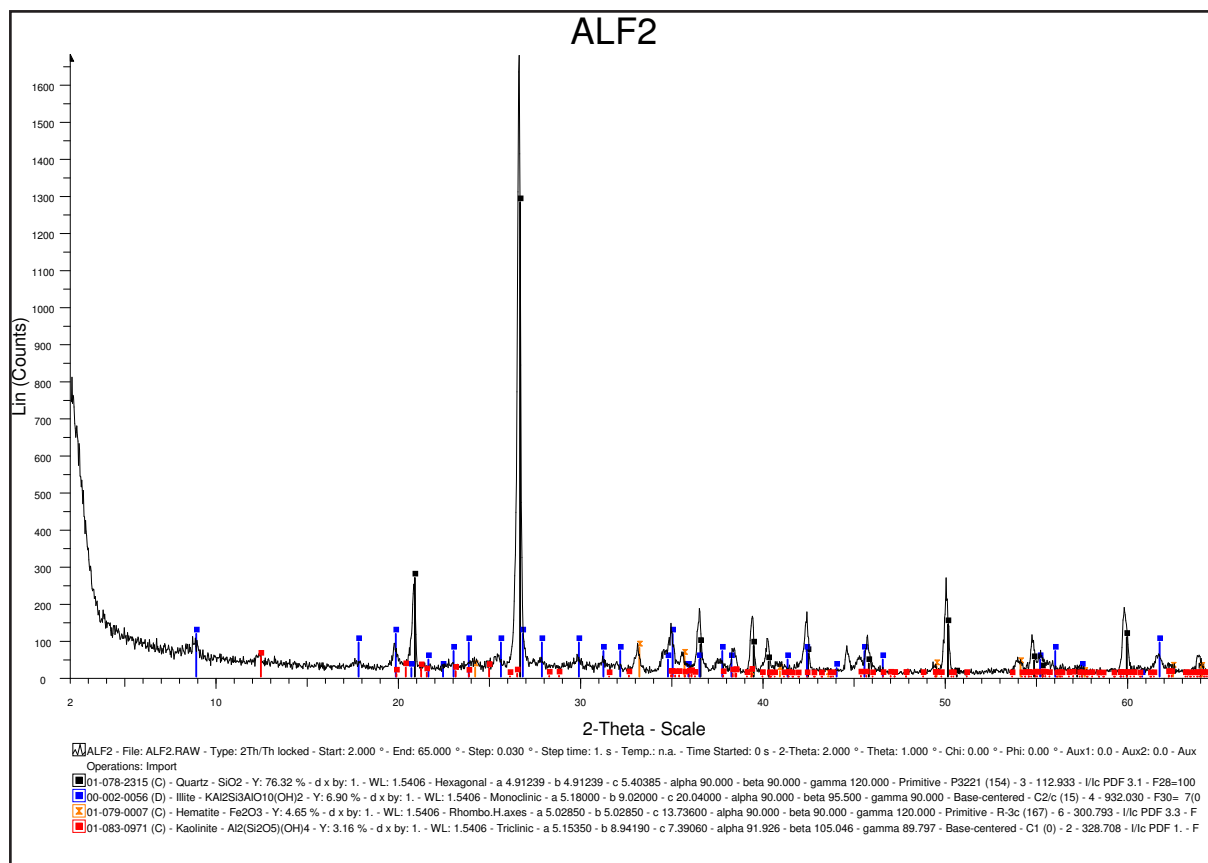


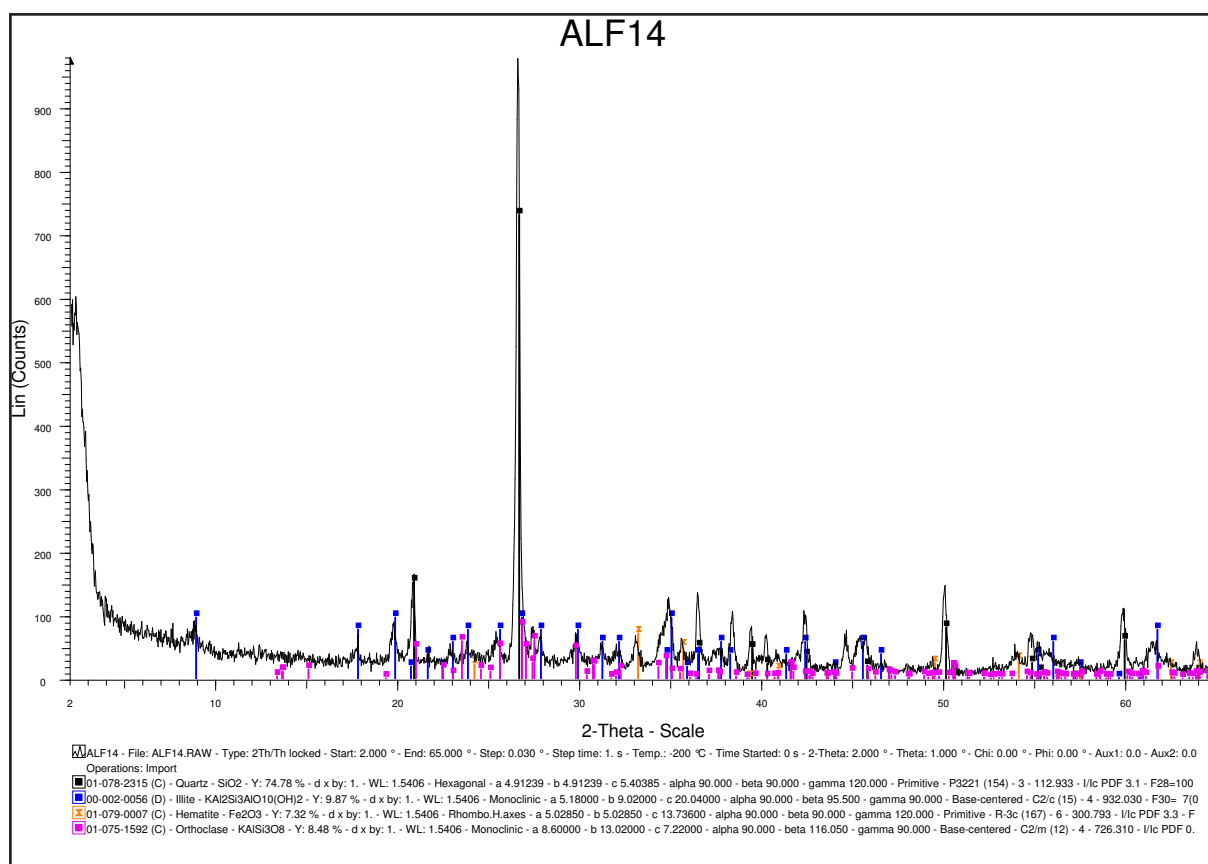
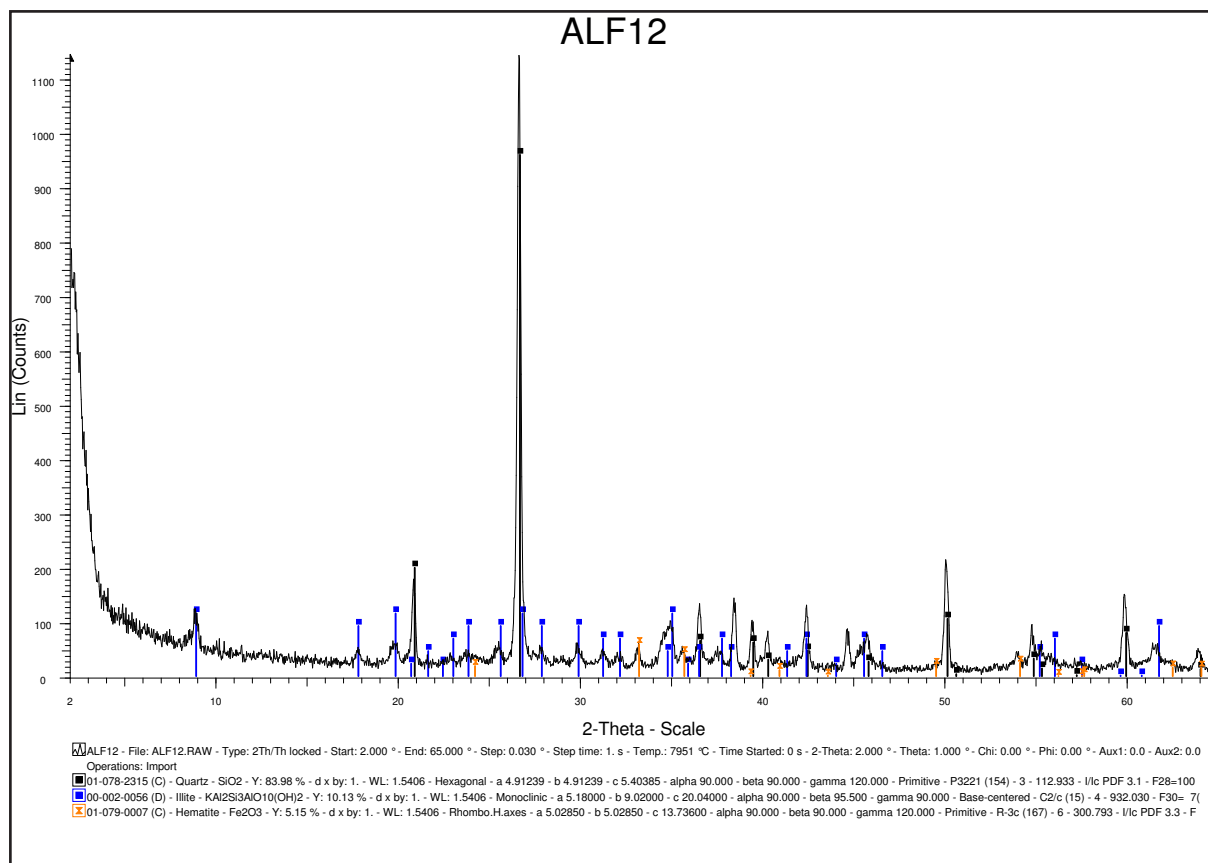


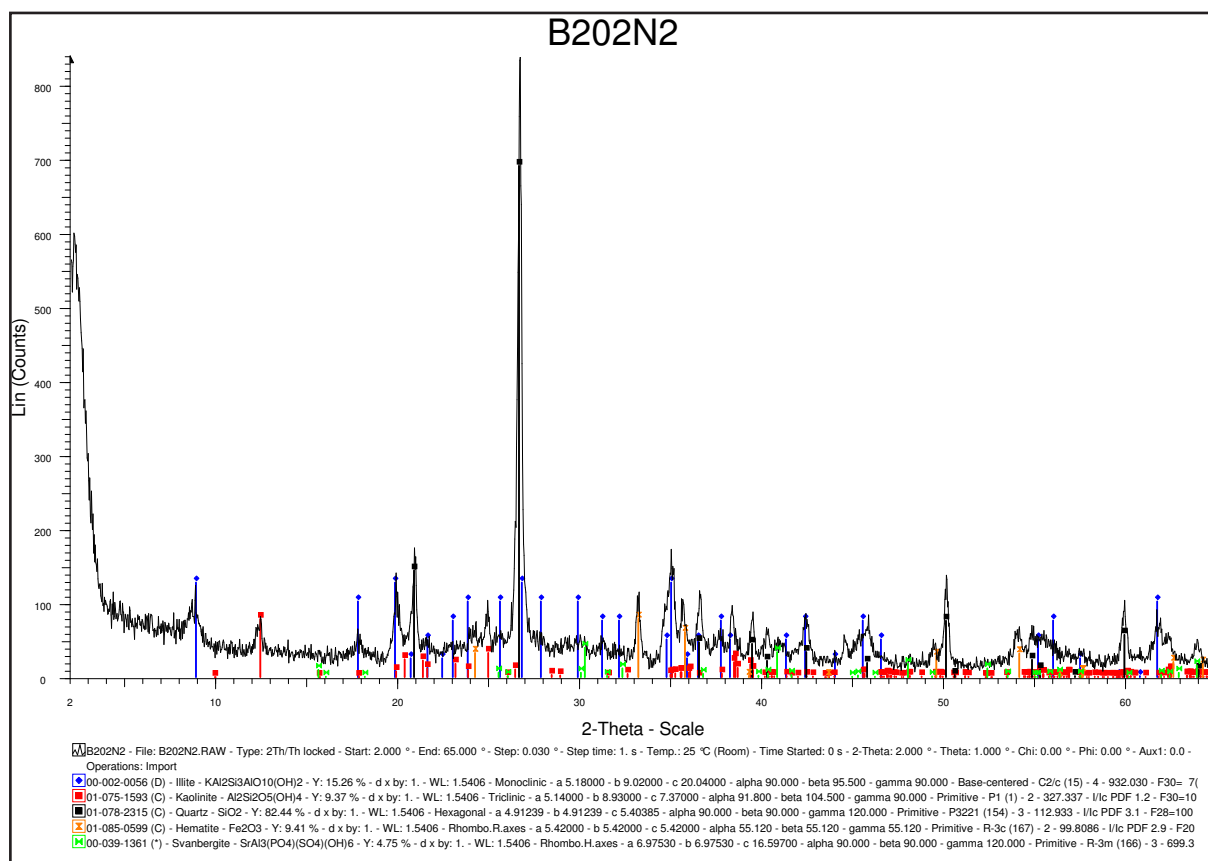
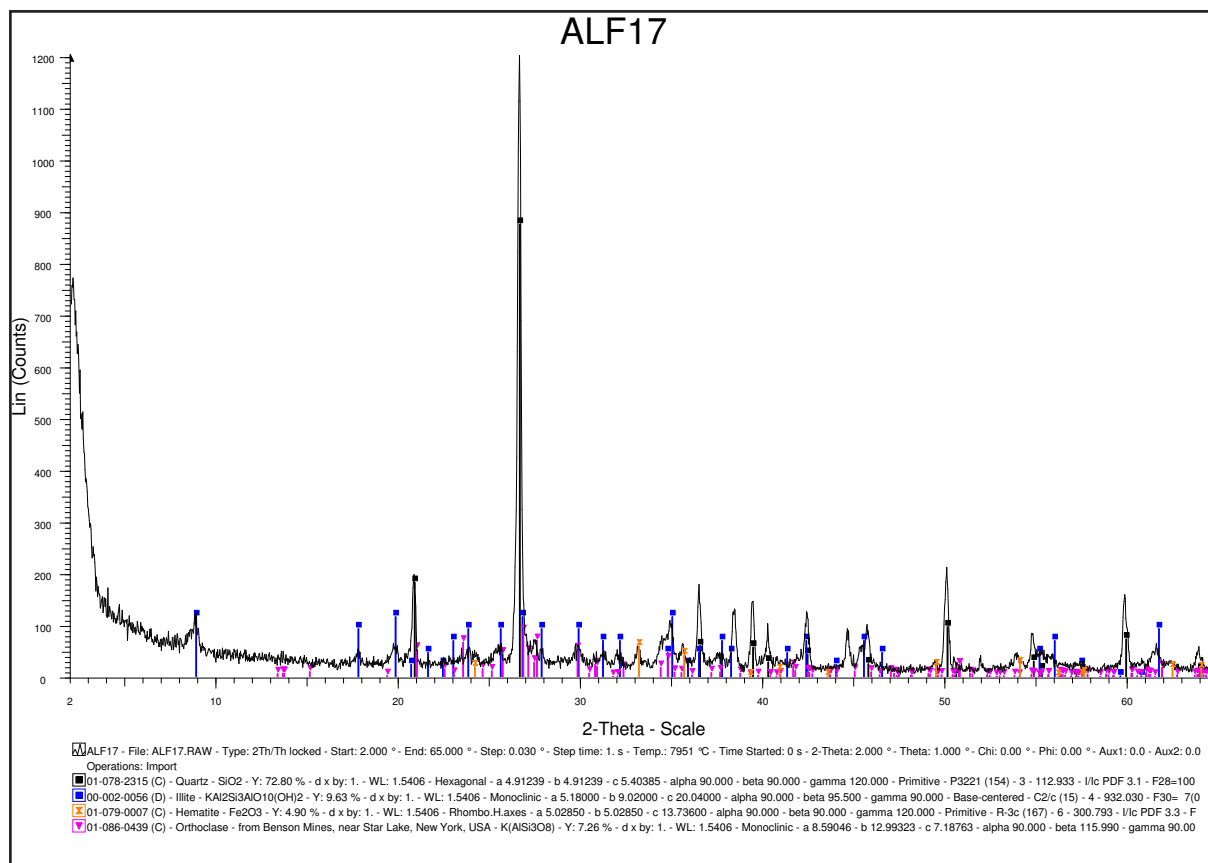


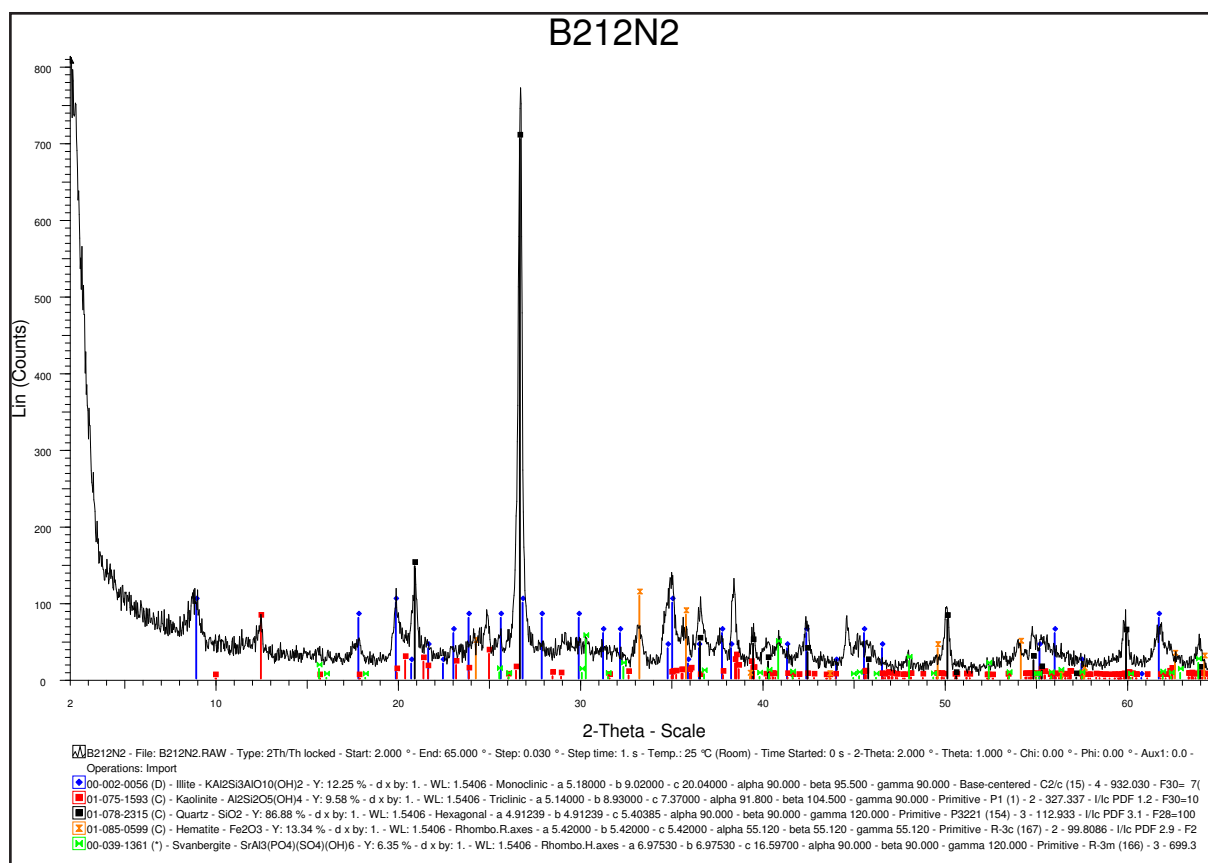
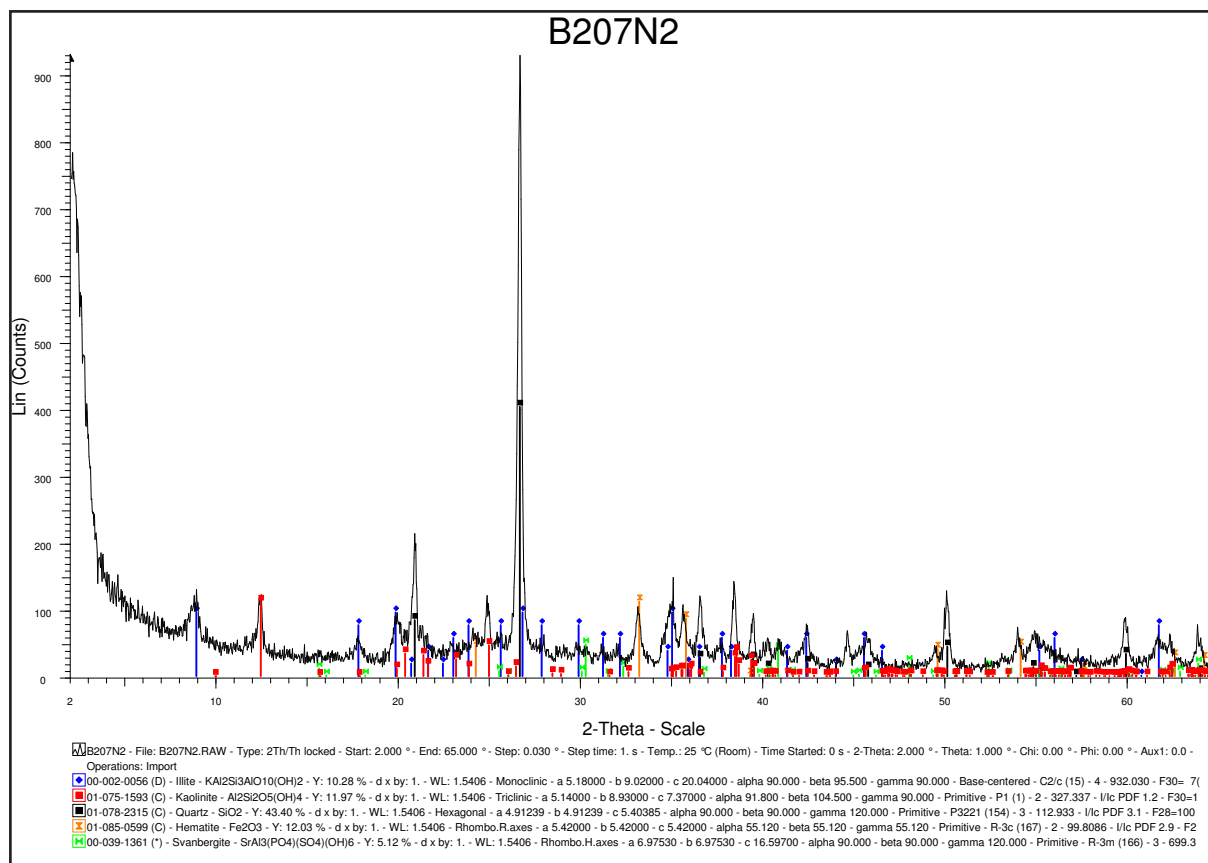


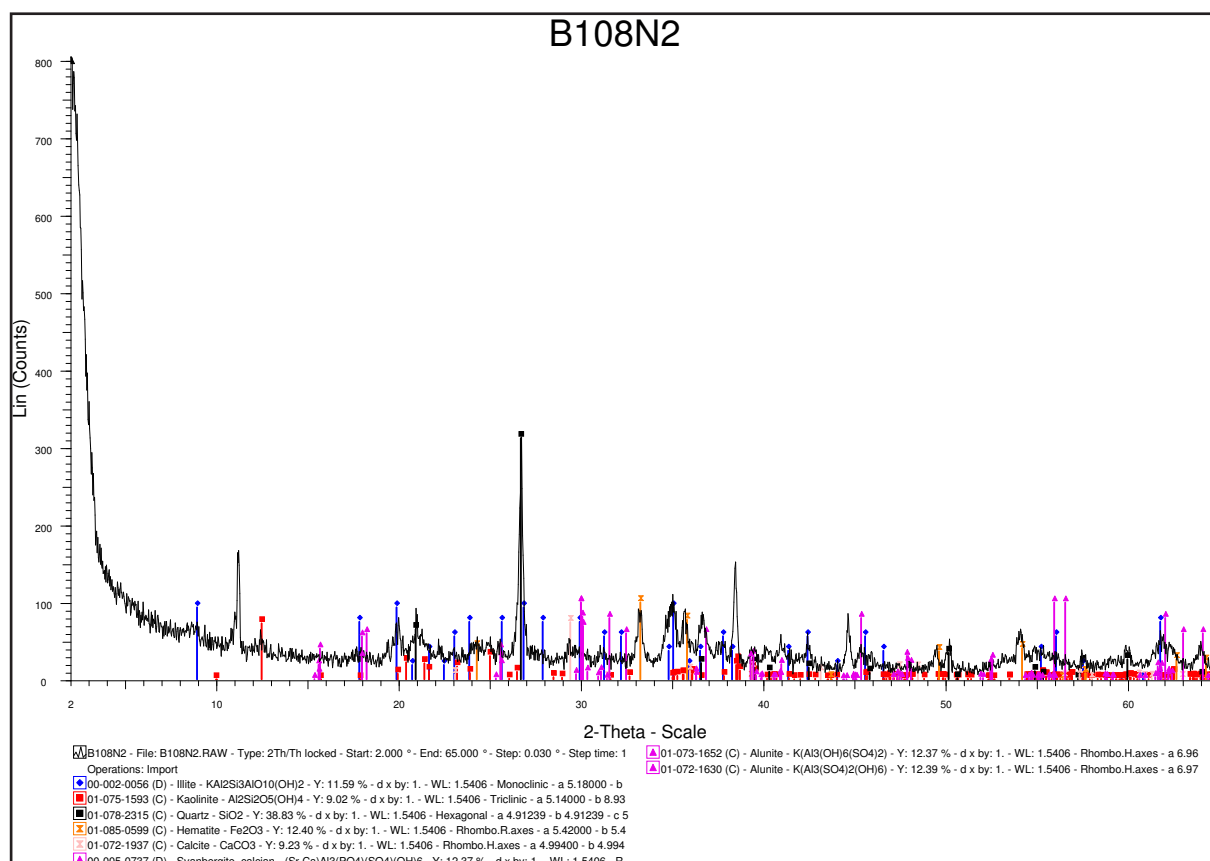
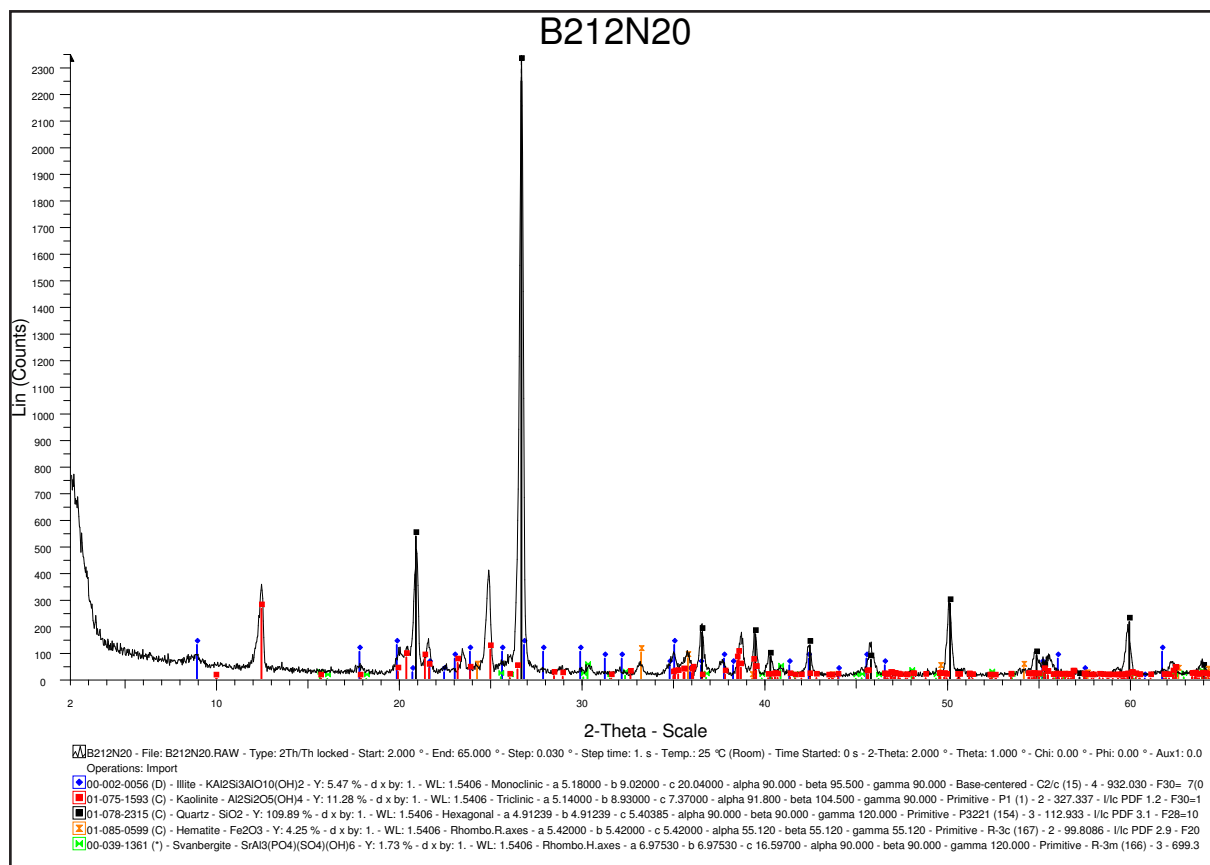




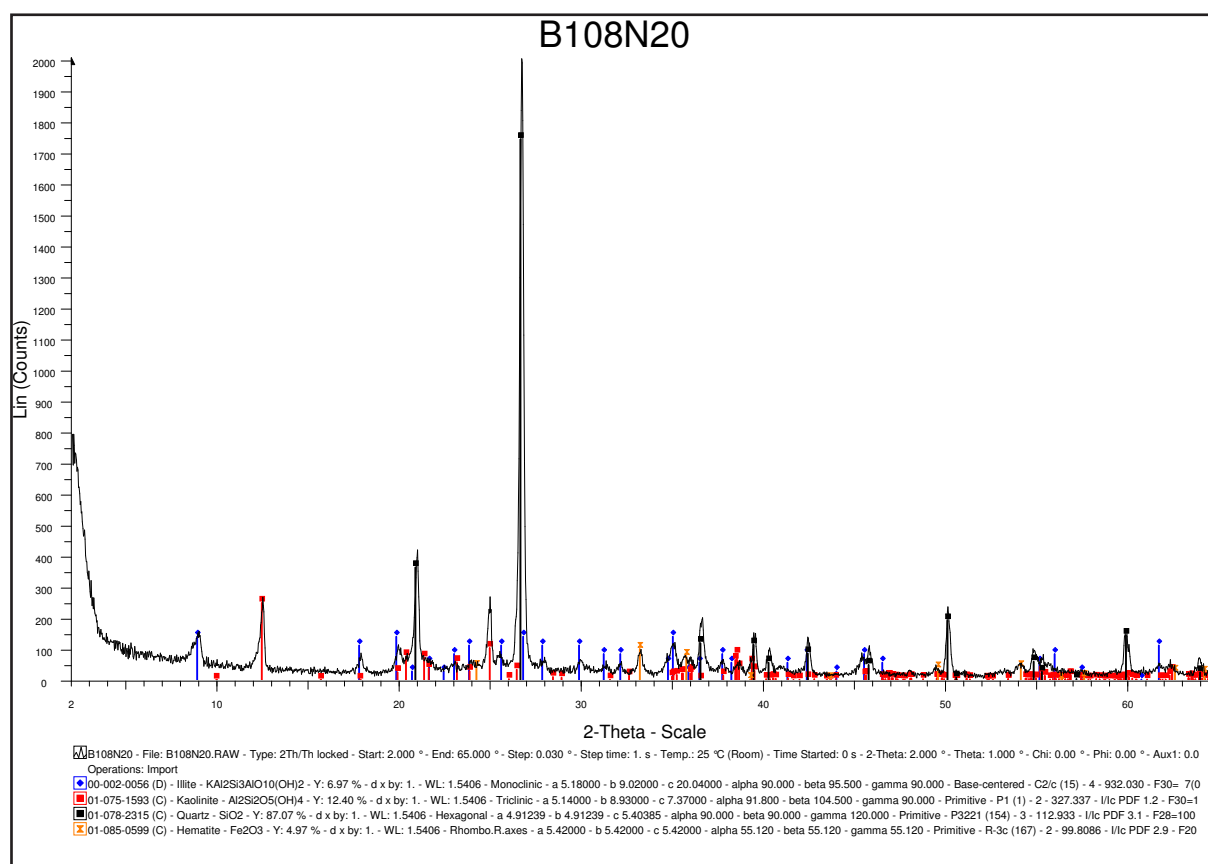
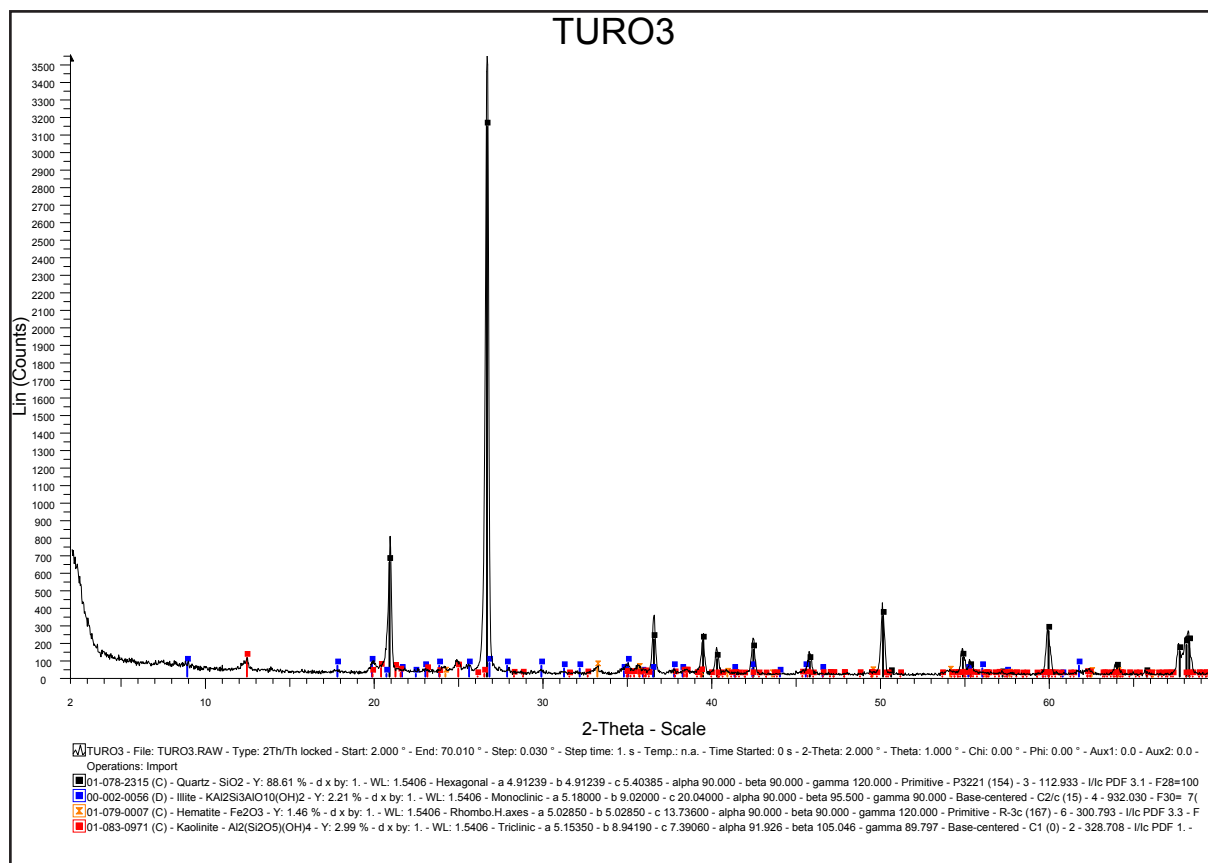


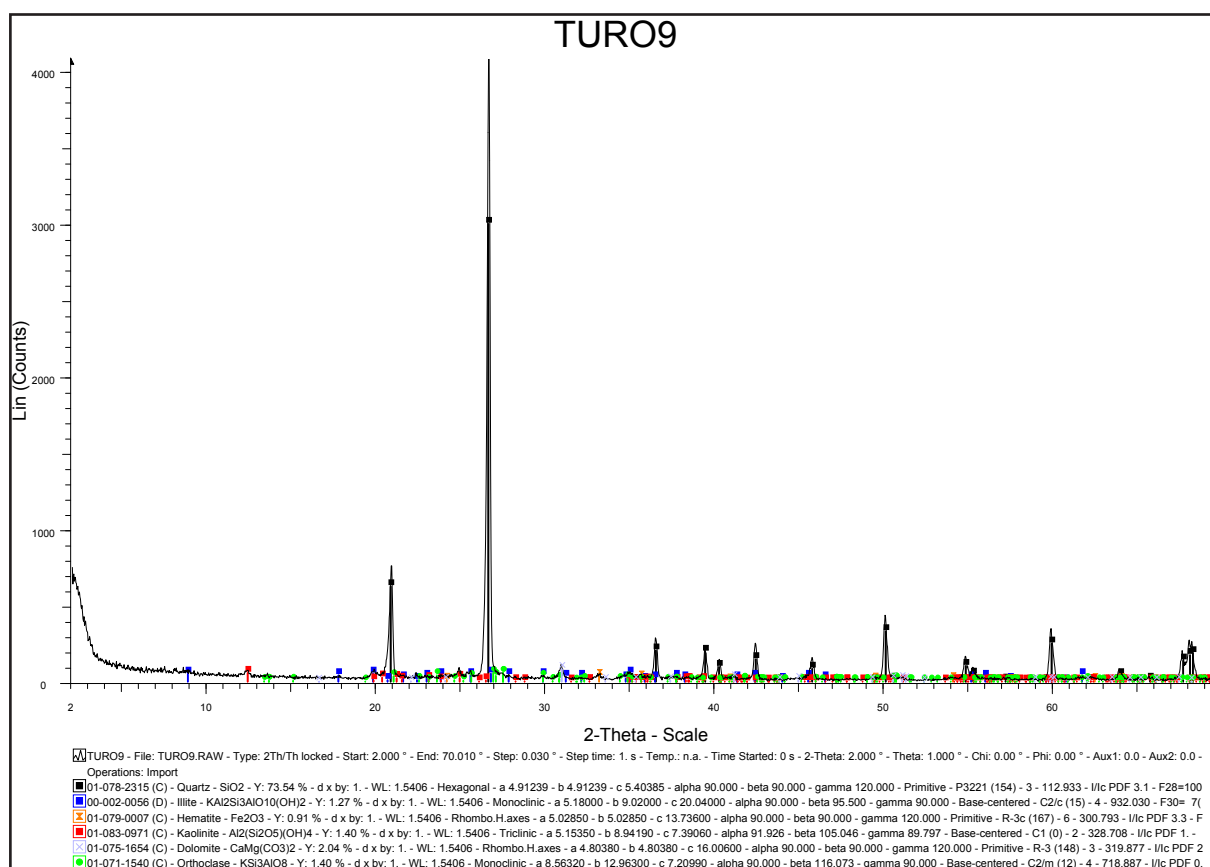
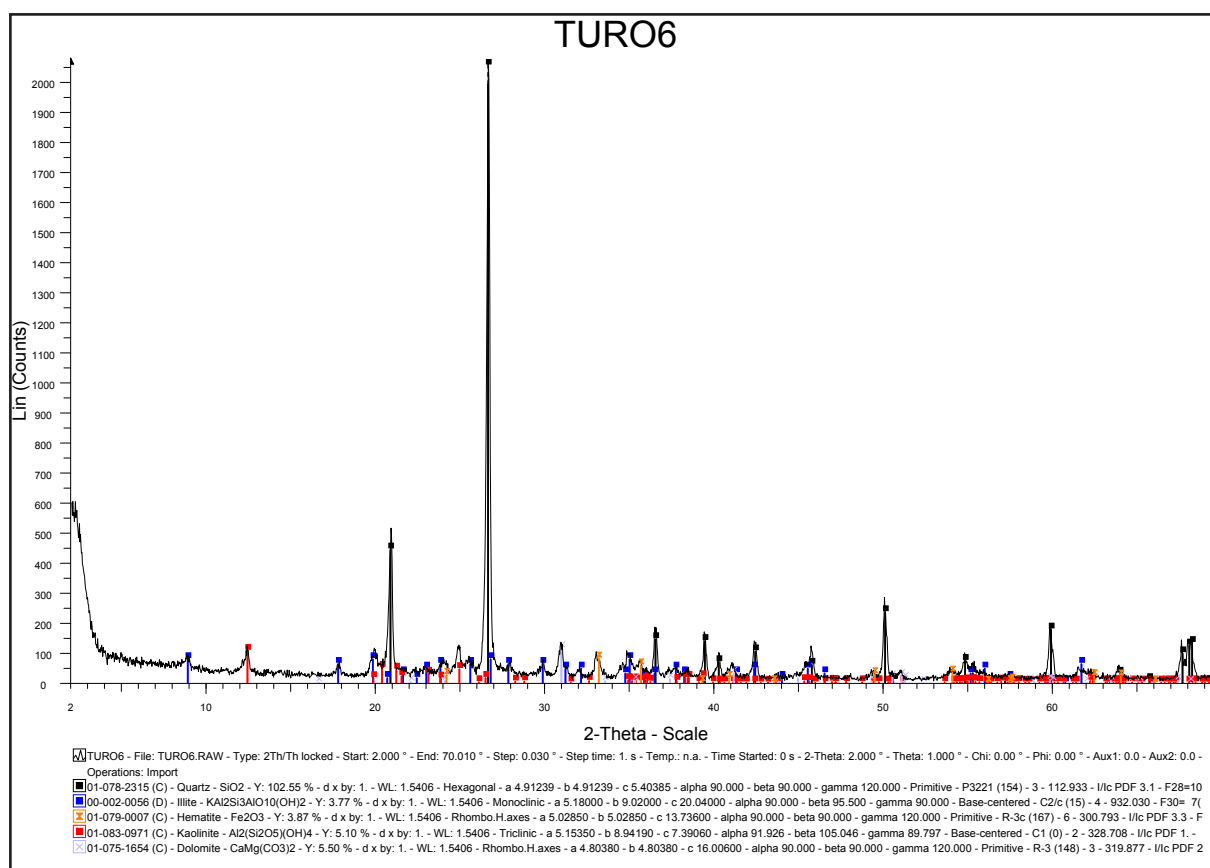


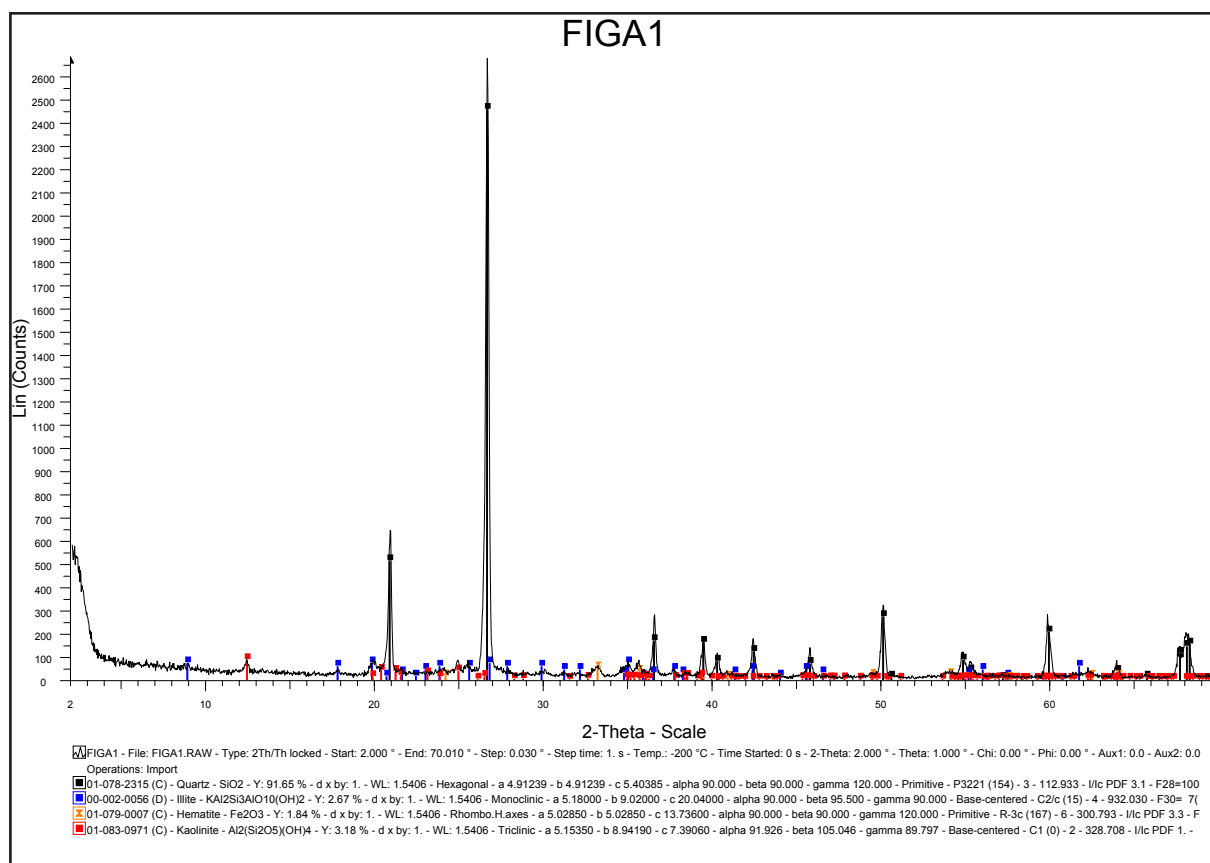
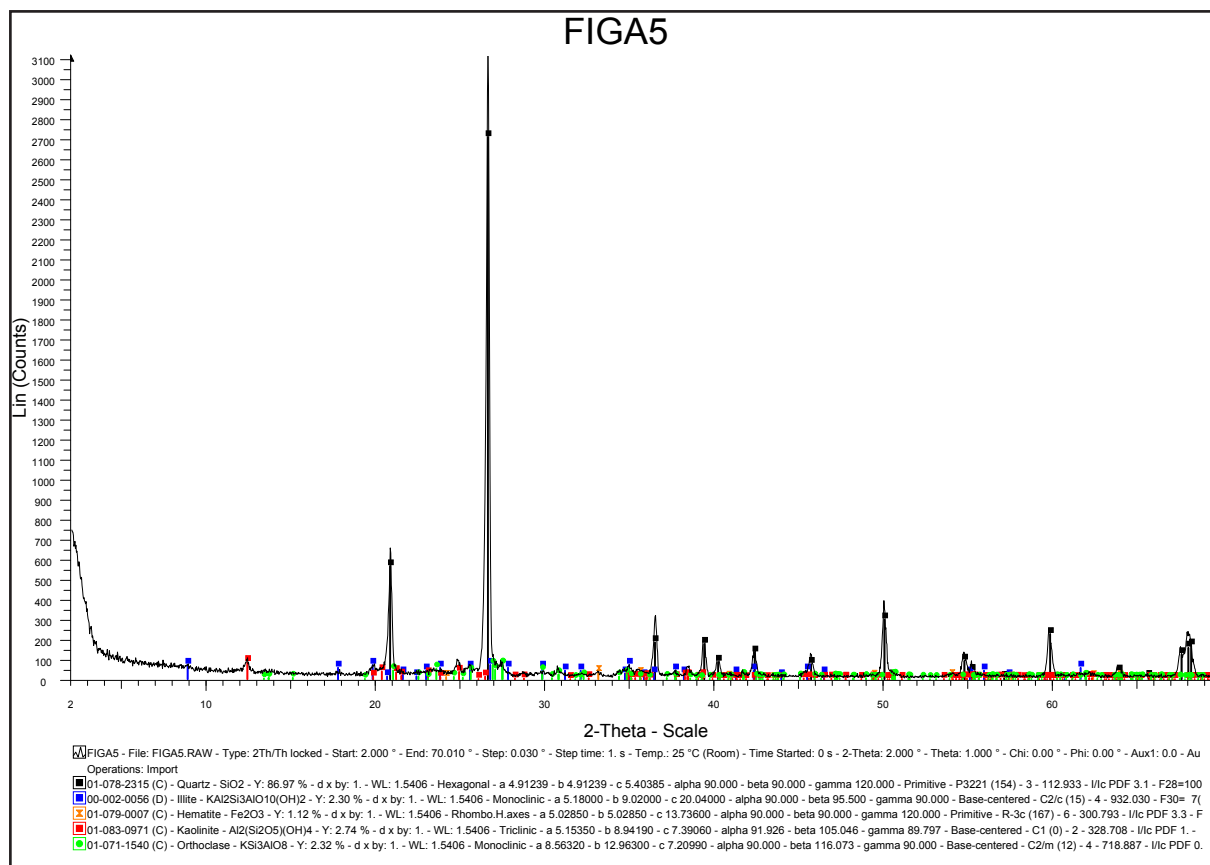


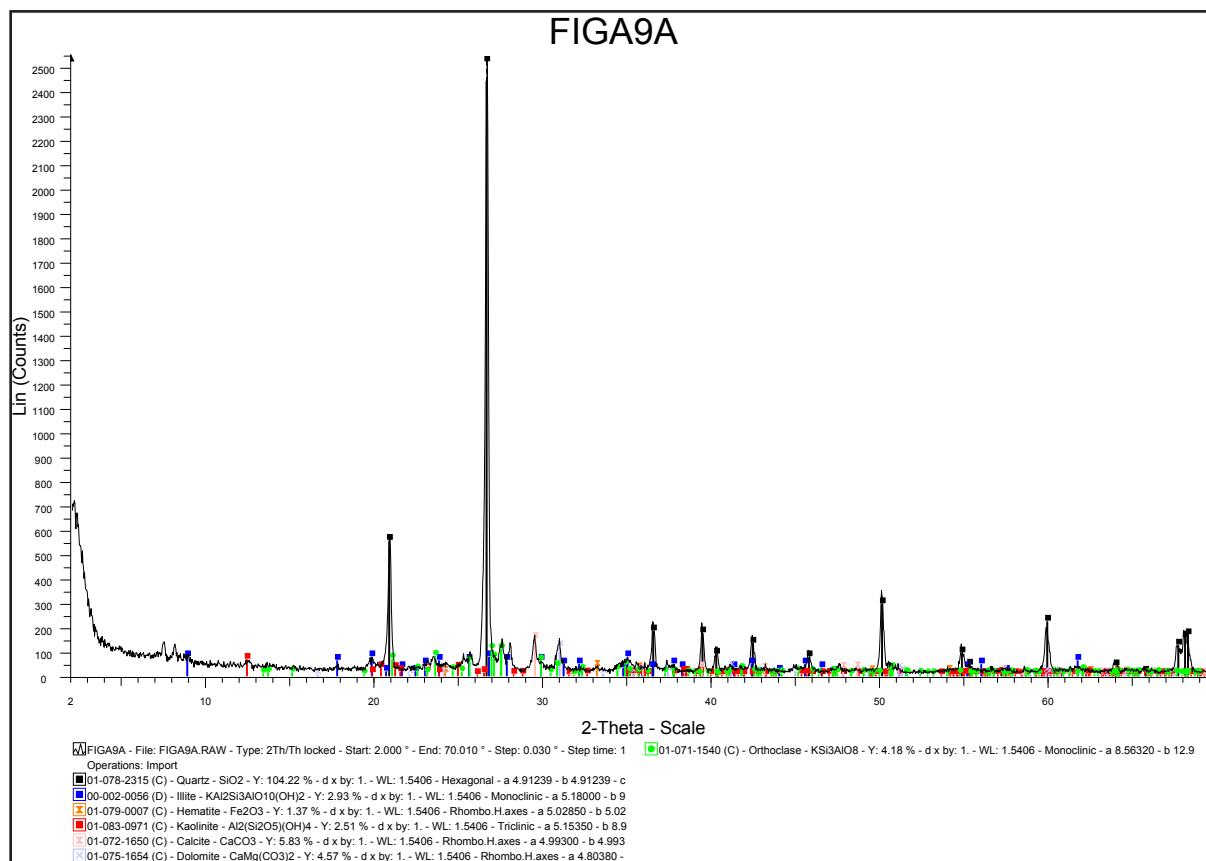












## MEDIDAS DE CRISTALINIDAD DE LA ILITA

Muestra	FWHM
RM2N2	0,677
RM6N2	0,597
RM12N2	0,634
RM20N2	0,782

Columna de Río Mayor.

Muestra	FWHM
Tal 204	0,625
Tal 205	0,581
Tal 206	0,448
Tal 207	0,552
Tal 208	0,523
Tal 209	0,529
Tal 210	0,6
Tal 211	0,607
Tal 212	0,537
Tal 214A	0,612
Tal 215	0,519
Tal 218	0,497
Tal 222	0,473
Tal 224	0,551
Tal 225A	0,564
Tal 225B	0,549
Tal 227	0,718

Columna de Talayuelas.

Muestra	FWHM
Turo 2	0,781
Turo 3	0,75
Turo 5	0,954
Turo 6	0,835
Turo 7	1,068
Turo 8	0,439
Turo 9	1,045
Turo 10	0,947

Columna de La Palma.

Muestra	FWHM
Gat 0	0,639
Gat 1	0,528
Gat 2	0,581
Gat 3	0,499
Gat 4	0,584
Gat 6	0,56
Gat 7	0,416
Gat 8	0,479
Gat 9	0,483
Gat 12	0,691
Gat 13	0,641
Gat 14	0,753
Gat 17	0,761
Gat 18	0,71
Gat 20	0,766
Gat 21	0,795
Gat 22	0,681
Gat 23	0,671
Gat 24	0,63
Gat 25	0,701
Gat 26	0,644
Gat 28	0,713
Gat 30	0,72
Gat 31	0,748
Gat 32	0,595
Gat 34	0,628

Columna de Gátova.

Muestra	FWHM
Figa 1	0,568
Figa 2	1,028
Figa 3	0,536
Figa 4	0,448
Figa 5	0,662
Figa 6	0,557
Figa 7	0,705
Figa 8	1,272
Figa 9a	0,81
Figa 11	0,898

Columna de El Figaró.

Muestra	FWHM
ALF1N2	0,444
ALF2N2	0,453
ALF8N2	0,497
ALF9N2	0,472
ALF10N2	0,415
ALF11N2	0,448
ALF12N2	0,472
ALF13N2	0,42
ALF14N2	0,466
ALF15N2	0,381
ALF16N2	0,464
ALF17N2	0,496
ALF18N2	0,51
ALF19N2	0,476

Columna de Alfondegulla.

Muestra	FWHM
ACOR200	0,52
ACOR201	0,426
ACOR202	0,727
ECOR207	0,461
ECOR208	0,445
ECOR209	0,5
ECOR210	0,523
ECOR211	0,467
ECOR212	0,455
ECOR213	0,477
ECOR219	0,465
ECOR221	0,528

Columna de Corbalán.

Muestra	FWHM
BENI201	0,659
BENI202	0,689
B203N2	0,646
BENI204	0,606
BENI205	0,652
B206N2	0,741
BENI207	0,504
BENI208	0,561
BENI209	0,856
BENI211	0,571
BENI212	0,504
BENI213	0,551
BENI214	0,429
BENI101	0,567
BENI103	0,501
BENI107	0,555
BENI108	0,527

Columna de Benicassim.

Muestra	FWHM
ANT200	0,557
ANT201	0,491
ANT202	0,497
ANT203	0,47
ANT204	0,479
ANT205	0,53
CANTE20	0,517
CANTE201	0,51
CANTE202	0,506

Columna de Cedrillas.





MUESTRA	metros	Na	Mg	Al	Si	P	K	Ca	Ti	Fe	Total	LOI
RM 20	90,75	0,28	0,57	14,62	72,77	0,33	5,12	0,22	0,69	2,16	96,75	2,98
RM 15	72	0,29	1,06	19,06	65,99	0,58	5,59	0,26	1,67	2,46	96,96	
RM 12	49	0,23	0,28	8,27	83,76	0,31	3,57	0,17	0,29	1,13	98,03	1,20
RM 9	34,2	0,21	0,35	7,47	84,28	0,12	3,03	0,19	1,22	2,14	99,01	1,18
RM 7	33,6	0,20	0,20	5,17	88,29	0,06	2,73	0,22	0,22	1,07	98,15	1,15
RM 6	27,2	0,25	0,96	15,91	67,03	0,29	6,15	0,42	1,03	4,56	96,60	2,64
RM 2	2,5	0,20	0,76	12,79	71,81	0,23	5,03	0,16	1,16	4,18	96,32	1,95
RM 1	1,3	0,16	0,15	5,16	86,47	0,07	3,00	0,11	0,37	1,54	97,02	0,45

Tabla 1: Valores porcentuales de los elementos mayores de las muestras, en la columna de Río Mayor. Cordillera Ibérica.

MUESTRA	metros	Na	Mg	Al	Si	P	K	Ca	Ti	Fe	Total	LOI
CARNE13	71,9	0,14	0,10	4,74	92,99	0,06	2,71	0,03	0,17	0,39	101,33	0,65
CARNE12	60	0,16	0,09	5,28	92,34	0,04	3,21	0,04	0,05	0,34	101,55	0,67
CARNE11	54,3	0,09	0,07	2,77	96,22	0,03	1,45	0,02	0,09	0,23	100,97	0,47
CARNE10	43	0,16	0,15	5,48	91,12	0,06	3,16	0,05	0,07	0,45	100,69	0,49
CARNE9	40,7	0,11	0,11	3,92	92,48	0,03	2,00	0,05	0,13	0,65	99,47	1,54
CARNE7	24	0,15	0,19	4,79	90,16	0,09	2,53	0,14	0,34	1,14	99,53	1,24
CARNE5	14,4	0,13	0,27	6,27	87,63	0,12	2,88	0,09	0,40	1,74	99,53	1,00
CARNE4	7,7	0,29	1,06	15,91	70,51	0,25	5,17	0,20	0,91	4,72	99,01	3,07
CARNE3	4,7	0,14	0,36	6,89	87,81	0,09	2,71	0,15	0,28	2,07	100,50	1,35
CARNE2	3,1	0,15	0,35	7,06	85,77	0,17	2,56	0,13	0,67	2,78	99,62	1,38
CARNE1	1,1	0,09	0,13	3,49	94,41	0,09	1,72	0,15	0,17	0,46	100,70	0,56

Tabla 2: Valores porcentuales de los elementos mayores de las muestras, en la columna de Puntal del Camero. Cordillera Ibérica.

MUESTRA	metros	Na	Mg	Al	Si	P	K	Ca	Ti	Fe	Total	LOI
Tal230b	114,9	0,00	0,12	2,64	98,10	0,02	1,00	-0,01	0,08	0,35	102,31	
Tal227	79,9	0,04	0,38	7,36	89,91	0,09	2,51	0,01	0,43	1,78	102,52	1,79
Tal220	58,2	0,03	0,21	4,30	94,93	0,05	1,92	-0,04	0,19	0,85	102,44	
Tal215	40,6	0,06	0,34	6,35	92,01	0,10	2,30	-0,01	0,41	1,72	103,26	1,64
Tal212	28,2	0,29	1,67	19,88	64,81	0,24	6,30	0,11	1,26	8,03	102,59	4,03
Tal207	15,9	0,33	1,21	22,30	62,88	0,44	6,37	0,08	1,88	7,70	103,19	5,33
Tal204	6,5	0,22	1,12	17,48	72,73	0,20	5,31	0,07	1,03	5,40	103,55	3,42
Tal203	3,9	0,37	1,60	25,15	53,36	0,47	7,36	0,24	1,10	12,65	102,29	6,51

Tabla 3: Valores porcentuales de los elementos mayores de las muestras, en la columna de Talayuelas. Cordillera Ibérica.

MUESTRA	metros	Na	Mg	Al	Si	P	K	Ca	Ti	Fe	Total	LOI
MORO24	296,9	0,22	1,00	18,12	64,29	0,25	5,71	0,25	0,88	5,02	95,74	2,69
MORO23B	275,2	0,22	1,27	21,83	61,00	0,23	6,80	0,22	0,84	6,14	98,55	3,88
MORO21	224	0,21	1,30	21,21	60,84	0,21	6,61	0,20	0,84	6,21	97,63	3,19
MORO19	197,7	0,09	4,00	8,85	52,22	0,18	2,67	7,50	0,59	7,54	83,64	12,43
MORO18	188	0,22	1,10	20,25	60,53	0,24	6,17	0,25	0,81	5,51	95,09	4,86
MORO17	184,3	0,10	0,66	10,19	66,81	0,22	3,50	0,27	0,52	10,59	92,87	3,33
MORO15	170,2	0,20	0,84	17,19	72,21	0,21	5,55	0,20	1,13	1,30	98,83	3,08
MORO14	134,5	0,24	1,16	20,75	60,67	0,20	6,28	0,22	0,80	6,15	96,46	3,84
MORO12	105,4	0,20	0,93	19,20	65,87	0,21	5,63	0,21	0,88	5,44	98,56	3,42
MORO9	83	0,00	0,10	3,29	90,72	0,05	0,87	0,04	0,11	0,54	95,72	1,17
MORO8	66,4	0,03	0,18	5,82	85,53	0,10	1,55	0,07	0,34	1,69	95,32	1,20
MORO6	55	0,04	0,14	6,30	84,97	0,13	1,63	0,03	0,75	2,96	96,95	1,04
MORO4	32	0,03	0,12	4,24	88,86	0,05	1,11	0,03	0,28	1,87	96,58	0,74
MORO2	20,5	0,02	0,38	4,95	86,85	0,10	1,27	0,49	0,31	1,31	95,67	2,53

Tabla 4: Valores porcentuales de los elementos mayores de las muestras, en la columna de Montán. Cordillera Ibérica.

MUESTRA	metros	Na	Mg	Al	Si	P	K	Ca	Ti	Fe	Total	LOI
Gat34	315,2	0,24	2,68	18,10	64,47	0,20	6,63	1,78	0,90	6,54	101,54	5,87
Gat30	299,8	0,28	1,78	22,32	66,38	0,28	7,69	0,23	1,33	3,10	103,40	4,15
Gat28	262	0,20	1,44	16,51	73,94	0,19	6,19	0,36	1,02	4,23	104,08	4,01
Gat26	238,7	0,20	2,67	16,46	65,55	0,17	5,94	3,28	0,86	5,32	100,45	6,73
Gat23	217,7	0,28	1,93	22,51	63,30	0,17	7,83	0,31	0,95	6,17	103,46	4,06
Gat18	186	0,30	1,55	21,87	64,87	0,18	7,22	0,74	0,96	6,11	103,82	4,37
Gat17	179,1	0,18	1,59	14,54	76,41	0,23	5,72	0,92	0,80	3,57	103,95	3,56
Gat13	162,6	0,15	0,71	10,34	85,48	0,17	4,65	0,18	0,68	1,95	104,32	2,17
Gat 9	113	0,10	0,25	3,04	94,74	0,07	1,10	0,30	0,20	1,02	100,82	1,99
Gat 7	55,9	0,20	0,67	11,50	80,27	0,25	3,65	0,28	1,17	3,54	101,52	2,29
Gat 6	46,3	0,12	0,55	9,52	84,64	0,10	2,97	0,05	0,68	2,79	101,42	1,63
Gat 4	30	0,11	0,44	7,44	86,82	0,07	2,34	0,03	0,41	1,91	99,57	2,27
Gat 1	3	0,31	1,22	16,86	66,53	0,18	4,83	0,11	0,93	5,49	96,47	3,52

Tabla 5: Valores porcentuales de los elementos mayores de las muestras, en la columna de Gátova. Cordillera Ibérica.

MUESTRA	metros	Na	Mg	Al	Si	P	K	Ca	Ti	Fe	Total	LOI
ALF 19	238,1	0,28	2,43	21,55	56,26	0,20	6,72	0,31	0,82	8,05	96,62	3,55
ALF 18	211,7	0,19	1,54	14,16	71,37	0,21	5,29	0,25	0,91	4,73	98,65	3,89
ALF 17	190,8	0,25	2,07	19,48	60,85	0,20	6,04	0,28	0,89	7,12	97,18	2,27
ALF 16	163,7	0,26	2,38	22,20	55,25	0,11	7,03	0,20	0,87	8,47	96,77	3,52
ALF 15	149,4	0,23	1,87	16,77	64,81	0,23	5,78	0,31	1,10	5,95	97,04	3,99
ALF 14	146,6	0,26	2,24	20,80	57,53	0,19	6,70	0,26	0,82	7,85	96,67	2,96
ALF 13	136,4	0,21	1,54	14,62	71,08	0,19	4,95	0,26	0,88	5,31	99,04	3,72
ALF 12	123,1	0,23	1,51	15,25	70,24	0,19	5,22	0,26	0,89	5,10	98,88	2,55
ALF 11	118,2	0,30	1,03	21,66	60,02	0,49	6,46	0,16	1,06	6,07	97,26	2,45
ALF 9	109	0,19	0,50	14,08	74,25	0,53	4,02	0,18	0,61	3,71	98,07	3,50
ALF 8	104	0,24	0,46	14,09	75,34	0,16	3,86	0,14	0,64	4,04	98,96	2,49
ALF 6	60,6	0,01	0,05	1,47	87,53	0,01	0,44	0,00	0,06	0,30	89,88	0,31
ALF 4	19,8	0,02	0,07	2,06	85,56	0,02	0,62	0,00	0,09	0,50	88,95	0,46
ALF 2	2	0,18	0,44	12,68	75,11	0,13	3,58	0,10	0,55	5,95	98,73	2,30
ALF 1	0,5	0,28	0,77	17,18	66,90	0,08	5,09	0,11	0,86	6,62	97,90	2,42

Tabla 6: Valores porcentuales de los elementos mayores de las muestras, en la columna de Alfondeguilla, Cordillera Ibérica.

MUESTRA	metros	Na	Mg	Al	Si	P	K	Ca	Ti	Fe	Total	LOI
Beni108	181,1	0,07	0,42	9,68	72,15	0,12	1,78	9,37	0,74	3,64	97,96	9,90
Beni101	164,6	0,08	0,27	13,74	81,86	0,13	2,00	0,06	0,69	4,34	103,16	3,19
Beni215	119,7	0,00	0,04	3,64	94,58	0,06	0,40	-0,02	0,21	0,96	99,86	8,53
Beni212	58,25	0,01	0,05	4,55	95,35	0,04	0,40	0,07	0,14	0,79	101,40	2,14
Beni211	40,3	0,08	0,25	10,74	86,13	0,09	1,73	0,02	0,58	2,10	101,72	3,20
Beni209	30,3	0,20	0,58	17,28	75,11	0,11	3,71	0,09	0,99	5,44	103,49	3,29
Beni207b	21,8	0,13	0,41	14,55	82,67	0,14	2,63	0,77	1,41	0,90	103,63	3,36
Beni206	12,2	0,12	6,85	8,43	39,51	0,11	1,63	15,01	0,38	4,45	76,48	23,27
Beni201	1	0,07	0,26	7,04	92,48	0,07	1,37	0,24	0,46	0,85	102,83	1,73

Tabla 7: Valores porcentuales de los elementos mayores de las muestras, en la columna de Benicassim, Cordillera Ibérica.

MUESTRA	metros	Na	Mg	Al	Si	P	K	Ca	Ti	Fe	Total	LOI
TURO11	53,2	0,11	4,03	9,59	61,56	0,17	2,69	6,28	0,62	2,91	87,96	12,65
TURO10	39	0,04	0,42	4,48	86,18	0,06	1,12	1,15	0,48	1,47	95,40	2,02
TURO9	36	0,05	0,88	7,07	83,89	0,17	1,30	1,08	0,84	1,93	97,20	2,87
TURO8	28,5	0,03	0,40	4,03	89,41	0,12	0,92	0,56	0,97	2,03	98,47	1,73
TURO7	15,2	0,04	0,35	4,63	84,93	0,10	0,93	1,02	0,61	2,49	95,09	2,23
TURO5	9,8	0,00	0,04	2,09	89,16	0,06	0,17	1,67	0,18	0,84	94,22	1,90
TURO2	2,9	0,17	0,77	16,37	70,10	0,24	2,99	0,30	0,98	5,56	97,49	3,76
MUESTRA	metros	Na	Mg	Al	Si	P	K	Ca	Ti	Fe	Total	LOI
FIGA 9A	64,8	0,58	1,77	8,36	72,43	0,21	2,68	4,01	0,82	2,45	93,30	5,30
FIGA8	51	0,12	1,45	10,53	74,02	0,24	2,68	1,66	1,03	2,81	94,54	4,44
FIGA6	38,2	0,09	3,59	9,00	65,37	0,13	2,09	6,26	0,42	2,37	89,33	10,58
FIGA4	23,8	0,10	0,56	9,16	84,39	0,15	2,47	0,31	0,45	2,07	99,67	2,19
FIGA2	11,5	0,07	3,49	11,97	60,78	0,18	2,19	4,84	0,80	5,28	89,60	10,08
FIGA1	0,5	0,07	0,47	8,97	80,53	0,24	1,58	0,31	1,17	4,13	97,47	2,38

Tabla 8: Valores porcentuales de los elementos mayores de las muestras, en las columnas de La Palma y El Figaró. Cordillera Costero Catalana.

MUESTRA	metros	Na	Mg	Al	Si	P	K	Ca	Ti	Fe	Total	LOI
SGR2	10,8	0,00	0,06	4,46	95,03	0,07	0,35	0,00	0,27	1,81	102,04	LOI
SGR3	18,5	0,01	0,05	3,45	96,93	0,08	0,21	0,00	0,17	1,29	102,20	
SGR4	31,9	0,02	0,06	4,13	97,51	0,07	0,17	0,00	0,15	1,07	103,18	
SGR5	52,3	0,00	0,02	2,24	101,53	0,04	0,03	0,00	0,21	0,84	104,91	

Tabla 9: Valores porcentuales de los elementos mayores de las muestras, en la columna de San Gregori. Cordillera Costero Catalana.



Muestras	Metros	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
RM20	90,75	38,481	76,279	9,183	36,652	8,025	1,382	5,823	0,957	5,296	1,043	2,895	0,464	3,080	0,454
RM15	72	75,937	153,689	16,427	63,306	13,036	2,577	10,672	1,870	11,004	2,292	6,358	1,039	6,883	1,028
RM12	49	34,980	71,724	8,787	35,449	7,426	1,250	5,004	0,690	3,298	0,615	1,579	0,237	1,464	0,214
RM9	34,2	44,972	89,826	11,168	44,299	8,678	1,529	6,211	1,174	8,131	1,873	5,530	0,920	6,049	0,903
RM7	33,6	13,675	26,733	3,223	12,800	2,403	0,525	1,678	0,293	1,813	0,379	1,050	0,167	1,032	0,142
RM6	27,2	46,434	97,781	10,963	45,008	10,887	1,916	9,002	1,490	8,879	1,840	5,119	0,810	5,170	0,740
RM2	2,5	47,005	93,650	10,827	43,211	9,081	1,849	6,581	1,159	7,053	1,493	4,129	0,645	4,193	0,616
RM1	1,3	17,863	35,128	4,370	17,057	3,386	0,532	2,302	0,357	2,075	0,421	1,159	0,187	1,187	0,177
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	CHON(6)	0,237	0,613	0,0928	0,457	0,148	0,0563	0,199	0,0361	0,246	0,0546	0,16	0,0246	0,161	0,0246
RM20		162,366	124,436	98,953	80,202	54,220	24,554	29,262	26,514	21,526	19,107	18,093	18,850	19,131	18,447
RM15		320,408	250,716	177,017	138,526	88,081	45,767	53,629	51,807	44,733	41,985	39,735	42,221	42,751	41,781
RM12		147,597	117,005	94,688	77,568	50,175	22,196	25,145	19,101	13,408	11,258	9,867	9,630	9,091	8,698
RM9		189,756	146,535	120,343	96,935	58,633	27,156	31,213	32,515	33,055	34,295	34,566	37,416	37,572	36,724
RM7		57,698	43,611	34,732	28,009	16,237	9,334	8,432	8,118	7,371	6,938	6,561	6,769	6,408	5,756
RM6		195,925	159,513	118,133	98,486	73,564	34,032	45,234	41,288	36,093	33,706	31,993	32,920	32,114	30,069
RM2		198,332	152,774	116,667	94,553	61,361	32,836	33,073	32,093	28,670	27,348	25,809	26,218	26,045	25,033
RM1		75,371	57,304	47,091	37,325	22,878	9,455	11,569	9,896	8,436	7,719	7,247	7,595	7,375	7,190

Tabla 10: Valores de Tierras Raras medidos y normalizados a la Condrita McDonough &amp; Sun (1995). Columna de Río Mayor. Cordillera Ibérica.

Muestras	metros	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
CARNE1	1,1	13,757	26,726	3,490	14,217	2,946	0,572	2,355	0,282	1,325	0,252	0,684	0,111	0,646	0,111
CARNE2	3,1	37,050	73,910	8,711	33,803	6,558	1,234	5,341	0,709	3,664	0,726	1,970	0,309	1,851	0,307
CARNE3	4,7	15,531	32,368	3,670	15,288	3,270	0,722	2,973	0,447	2,433	0,489	1,363	0,220	1,376	0,226
CARNE4	7,7	46,528	95,690	11,321	46,528	9,541	1,921	7,969	1,120	5,942	1,164	3,086	0,488	2,977	0,478
CARNE5	14,4	22,482	45,638	5,479	22,016	4,455	0,765	3,388	0,460	2,421	0,469	1,281	0,204	1,247	0,204
CARNE7	24	16,392	33,309	3,946	15,976	3,420	0,713	2,962	0,425	2,228	0,426	1,110	0,176	1,040	0,175
CARNE9	40,7	6,638	12,465	1,492	5,572	1,028	0,271	0,915	0,152	0,906	0,193	0,553	0,093	0,572	0,091
CARNE10	43	7,920	15,271	1,886	7,637	1,611	0,425	1,476	0,210	1,038	0,186	0,482	0,074	0,450	0,073
CARNE11	54,3	5,669	11,091	1,342	5,394	1,018	0,219	0,850	0,123	0,693	0,141	0,366	0,066	0,408	0,061
CARNE12	60	3,983	7,286	0,895	3,465	0,693	0,228	0,684	0,111	0,689	0,142	0,387	0,066	0,422	0,068
	CHON(6)	0,237	0,613	0,0928	0,457	0,148	0,0563	0,199	0,0361	0,246	0,0546	0,16	0,0246	0,161	0,0246
CARNE1		58,048	43,599	37,611	31,110	19,909	10,166	11,833	7,805	5,386	4,621	4,273	4,513	4,015	4,507
CARNE2		156,329	120,570	93,872	73,966	44,313	21,917	26,839	19,628	14,893	13,297	12,312	12,563	11,494	12,495
CARNE3		65,532	52,802	39,542	33,453	22,093	12,825	14,937	12,379	9,889	8,953	8,519	8,927	8,546	9,174
CARNE4		196,322	156,102	121,992	101,813	64,467	34,114	40,045	31,028	24,153	21,311	19,286	19,839	18,490	19,449
CARNE5		94,859	74,450	59,040	48,176	30,103	13,581	17,026	12,739	9,842	8,593	8,005	8,277	7,748	8,303
CARNE7		69,164	54,337	42,525	34,958	23,105	12,665	14,884	11,772	9,058	7,797	6,938	7,160	6,458	7,096
CARNE9		28,008	20,334	16,079	12,193	6,947	4,815	4,600	4,197	3,683	3,527	3,458	3,799	3,556	3,684
CARNE10		33,419	24,912	20,324	16,712	10,886	7,558	7,416	5,814	4,221	3,413	3,013	3,024	2,796	2,970
CARNE11		23,919	18,093	14,456	11,803	6,878	3,890	4,273	3,398	2,819	2,587	2,289	2,693	2,532	2,499
CARNE12		16,804	11,885	9,643	7,582	4,685	4,052	3,439	3,083	2,799	2,601	2,416	2,687	2,618	2,756
CARNE13		26,669	20,417	16,362	13,170	8,811	5,117	5,819	5,166	4,239	3,806	3,524	3,839	3,663	3,844

Tabla 11: Valores de Tierras Raras medidos y normalizados a la Condrita McDonough &amp; Sun (1995). Columna de Puntal del Carnero. Cordillera Ibérica.

Muestras	metros	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
TAL227	79,9	18,115	34,827	4,328	16,995	3,133	0,672	2,556	0,430	2,612	0,542	1,490	0,229	1,455	0,209
TAL220	58,2	10,322	20,669	2,444	9,908	2,177	0,432	1,770	0,289	1,653	0,328	0,887	0,131	0,815	0,115
TAL215	40,6	23,426	47,575	5,495	21,983	4,373	0,774	3,313	0,544	3,102	0,633	1,665	0,254	1,625	0,234
TAL212	28,2	53,803	112,983	12,326	49,263	10,020	1,998	7,933	1,225	6,846	1,359	3,662	0,555	3,607	0,528
TAL207	15,9	140,471	277,427	30,603	116,101	21,946	4,710	16,320	2,291	12,030	2,321	6,189	0,967	6,360	0,958
TAL204	6,5	50,413	96,970	11,004	42,621	8,567	1,809	7,375	1,194	6,926	1,412	3,845	0,608	3,994	0,594
TAL203	3,9	143,599	284,542	33,016	131,788	25,513	4,958	17,261	2,158	9,695	1,678	4,328	0,665	4,439	0,650
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	CHON(6)	0,237	0,613	0,0928	0,457	0,148	0,0563	0,199	0,0361	0,246	0,0546	0,16	0,0246	0,161	0,0246
TAL227		76,434	56,813	46,642	37,188	21,167	11,943	12,846	11,924	10,619	9,935	9,311	9,297	9,036	8,493
TAL220		43,554	33,717	26,337	21,682	14,713	7,669	8,892	7,999	6,720	6,004	5,541	5,320	5,059	4,691
TAL215		98,846	77,610	59,211	48,103	29,549	13,744	16,647	15,060	12,612	11,585	10,405	10,324	10,094	9,523
TAL212		227,018	184,311	132,821	107,797	67,702	35,482	39,865	33,923	27,829	24,894	22,887	22,551	22,406	21,483
TAL207		592,706	452,573	329,777	254,050	148,282	83,665	82,012	63,458	48,901	42,506	38,679	39,302	39,505	38,945
TAL204		212,714	158,189	118,573	93,263	57,888	32,127	37,061	33,075	28,156	25,854	24,031	24,717	24,810	24,141
TAL203		605,902	464,180	355,779	288,375	172,387	88,071	86,740	59,782	39,410	30,736	27,051	27,052	27,572	26,407
TAL201		85,752	67,098	54,895	50,238	42,090	21,398	19,857	13,152	9,663	8,055	7,125	6,946	6,751	6,610

Tabla 12: Valores de Tierras Raras medidos y normalizados a la Condrita McDonough &amp; Sun (1995). Columna de Talayuelas. Cordillera Ibérica.

Muestras	Metros	La	Ce	Pr	Nd	147	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
MORO2	20,5	17,106	34,816	4,847	22,557	5,536	0,894	3,472	0,715	5,029	1,147	3,246	0,509	3,027	0,462
MORO4	32	14,088	27,538	3,490	14,982	3,606	0,630	2,581	0,536	3,544	0,769	2,041	0,308	1,757	0,268
MORO6	55	26,222	50,949	5,977	22,935	4,565	0,870	3,654	0,744	4,988	1,121	3,125	0,491	3,023	0,482
MORO8	66,4	15,487	30,172	3,595	13,805	2,867	0,594	2,207	0,393	2,277	0,453	1,191	0,183	1,089	0,172
MORO9	83	9,715	18,949	2,248	8,714	1,801	0,343	1,433	0,273	1,666	0,343	0,935	0,146	0,844	0,129
MORO12	105,4	50,139	97,172	11,330	44,763	9,160	1,641	6,675	1,147	6,575	1,347	3,662	0,564	3,471	0,552
MORO14	134,5	47,850	91,361	10,742	41,933	8,671	1,628	6,221	1,050	6,028	1,256	3,407	0,521	3,150	0,493
MORO15	170,2	51,690	102,869	11,663	45,794	9,406	1,509	6,690	1,146	6,745	1,420	3,923	0,612	3,794	0,594
MORO17	184,3	25,612	53,228	5,972	23,747	5,287	0,916	4,218	0,819	5,002	1,029	2,702	0,420	2,590	0,398
MORO18	188	49,264	94,578	10,999	43,145	8,838	1,670	6,402	1,077	6,204	1,267	3,430	0,533	3,253	0,515
MORO19	197,7	33,164	69,707	7,633	30,864	6,764	1,189	5,103	0,897	5,293	1,093	2,934	0,451	2,807	0,438
MORO21	224	13,273	27,828	3,054	12,328	2,747	0,481	2,015	0,361	2,143	0,441	1,177	0,180	1,097	0,178
MORO23B	275,2	47,545	90,898	10,587	41,357	8,251	1,537	5,904	0,965	5,437	1,122	3,008	0,469	2,906	0,462
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	CHON(6)	0,237	0,613	0,0928	0,457	0,148	0,0563	0,199	0,0361	0,246	0,0546	0,16	0,0246	0,161	0,0246
MORO2		72,179	56,796	52,233	49,359	37,404	15,879	17,449	19,803	20,443	21,007	20,290	20,679	18,802	18,761
MORO4		59,441	44,923	37,612	32,784	24,366	11,189	12,970	14,841	14,408	14,078	12,754	12,505	10,915	10,894
MORO6		110,643	83,115	64,408	50,186	30,844	15,457	18,361	20,611	20,277	20,525	19,529	19,971	18,779	19,586
MORO8		65,346	49,220	38,737	30,208	19,372	10,552	11,090	10,887	9,256	8,302	7,445	7,434	6,763	6,989
MORO9		40,992	30,912	24,228	19,068	12,168	6,088	7,202	7,556	6,773	6,273	5,841	5,926	5,240	5,245
MORO12		211,559	158,519	122,092	97,950	61,890	29,151	33,541	31,772	26,728	24,675	22,889	22,924	21,560	22,438
MORO14		201,899	149,039	115,750	91,757	58,585	28,910	31,261	29,089	24,502	23,004	21,292	21,183	19,567	20,061
MORO15		218,102	167,813	125,676	100,206	63,557	26,804	33,619	31,751	27,420	26,011	24,516	24,863	23,565	24,160
MORO17		108,067	86,832	64,356	51,962	35,724	16,278	21,195	22,676	20,333	18,845	16,889	17,081	16,085	16,164
MORO18		207,866	154,287	118,526	94,409	59,717	29,663	32,171	29,836	25,222	23,209	21,439	21,679	20,207	20,955
MORO19		139,933	113,714	82,250	67,537	45,706	21,121	25,644	24,856	21,518	20,014	18,339	18,327	17,432	17,795
MORO21		56,005	45,397	32,915	26,977	18,559	8,543	10,127	9,991	8,713	8,077	7,357	7,303	6,815	7,238
MORO23B		200,611	148,284	114,082	90,497	55,753	27,306	29,669	26,728	22,102	20,552	18,800	19,051	18,048	18,775
MORO24		217,652	162,099	125,761	99,967	63,742	30,735	35,530	33,041	28,050	25,834	23,481	23,978	22,524	23,222

Tabla 13: Valores de Tierras Raras medidos y normalizados a la Condrita McDonough & Sun (1995). Columna de Montán. Cordillera Ibérica.

Muestras	Metros	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
GAT34	315,2	44,946	88,174	10,176	40,831	8,546	1,545	6,608	1,101	6,436	1,314	3,551	0,541	3,373	0,487
GAT30	299,8	80,501	159,084	17,721	69,225	13,892	2,572	10,623	1,629	9,307	1,904	5,282	0,816	5,258	0,771
GAT28	262	51,341	100,670	11,632	46,333	9,464	1,531	7,342	1,213	7,106	1,464	3,947	0,611	3,955	0,565
GAT26	238,7	42,357	83,917	9,650	38,428	8,033	1,306	6,361	1,123	6,588	1,327	3,552	0,543	3,402	0,479
GAT23	217,7	49,045	97,335	11,086	44,312	9,077	1,663	7,064	1,118	6,281	1,264	3,429	0,525	3,344	0,481
GAT13	162,6	24,074	48,728	5,409	21,347	4,555	0,831	3,811	0,704	4,348	0,893	2,405	0,368	2,292	0,329
GAT9	113	11,495	23,753	2,814	11,319	2,308	0,428	1,690	0,281	1,605	0,336	0,923	0,142	0,902	0,130
GAT7	55,9	60,811	120,270	14,185	56,479	11,940	2,021	9,865	1,631	9,726	1,998	5,521	0,847	5,517	0,818
GAT6	46,3	29,766	59,071	6,923	27,956	5,895	1,338	4,498	0,711	4,002	0,834	2,286	0,357	2,274	0,338
GAT4	30	18,926	37,088	4,530	18,520	4,038	0,784	3,187	0,468	2,580	0,519	1,391	0,214	1,365	0,196
GAT1	3	36,775	74,755	8,411	34,853	8,219	2,055	7,417	1,230	7,037	1,361	3,583	0,535	3,239	0,467
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	CHON(6)	0,237	0,613	0,0928	0,457	0,148	0,0563	0,199	0,0361	0,246	0,0546	0,16	0,0246	0,161	0,0246
GAT34		189,646	143,840	109,653	89,346	57,742	27,434	33,206	30,512	26,164	24,066	22,196	21,974	20,949	19,781
GAT30		339,667	259,517	190,961	151,476	93,864	45,678	53,380	45,120	37,833	34,866	33,012	33,154	32,661	31,355
GAT28		216,627	164,226	125,350	101,385	63,944	27,189	36,896	33,610	28,885	26,808	24,670	24,845	24,566	22,970
GAT26		178,720	136,896	103,984	84,087	54,280	23,192	31,967	31,119	26,782	24,301	22,198	22,057	21,131	19,451
GAT23		206,942	158,785	119,460	96,962	61,332	29,533	35,500	30,962	25,532	23,152	21,430	21,344	20,773	19,549
Gat18		175,304	121,829	98,779	80,539	52,346	27,380	29,093	29,026	26,160	23,996	22,117	22,043	21,031	19,758
Gat17		157,698	116,142	93,806	76,883	50,258	23,444	26,127	25,129	21,248	19,132	17,781	18,317	17,352	16,438
GAT13		101,578	79,491	58,291	46,712	30,776	14,755	19,152	19,509	17,675	16,350	15,031	14,942	14,234	13,387
GAT9		48,503	38,749	30,328	24,768	15,592	7,598	8,491	7,797	6,523	6,161	5,766	5,774	5,601	5,268
GAT7		256,586	196,199	152,858	123,585	80,673	35,891	49,572	45,173	39,536	36,586	34,504	34,446	34,265	33,267
GAT6		125,594	96,364	74,605	61,172	39,832	23,770	22,602	19,695	16,267	15,269	14,286	14,503	14,126	13,722
GAT4		79,855	60,502	48,812	40,526	27,282	13,917	16,015	12,951	10,488	9,500	8,695	8,680	8,477	7,954
GAT1		155,169	121,950	90,635	76,265	55,535	36,504	37,271	34,065	28,606	24,931	22,395	21,733	20,116	18,981

Tabla 14: Valores de Tierras Raras medidos y normalizados a la Condrita McDonough &amp; Sun (1995). Columna de Gátova. Cordillera Ibérica.

Muestras	metros	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
ALF 19	238,1	40,599	78,563	8,970	35,329	7,389	1,436	6,743	0,894	5,557	1,115	3,005	0,467	2,923	0,437
ALF 18	211,7	43,340	81,392	9,328	36,867	7,459	1,372	6,604	0,874	5,316	1,096	2,918	0,451	2,745	0,408
ALF 17	190,8	41,049	82,808	9,338	37,535	7,926	1,331	6,853	0,903	5,457	1,110	2,993	0,457	2,884	0,441
ALF 16	163,7	42,488	82,194	9,448	37,456	7,711	1,537	6,987	0,971	6,105	1,247	3,336	0,515	3,182	0,475
ALF 15	149,4	44,984	86,129	9,816	38,319	7,484	1,509	6,364	0,861	5,333	1,087	2,993	0,466	2,893	0,433
ALF 14	146,6	55,746	110,696	12,505	49,423	10,330	1,942	9,451	1,287	7,928	1,624	4,414	0,695	4,437	0,664
ALF 13	136,4	41,306	79,482	9,173	36,225	7,334	1,327	6,511	0,910	5,723	1,139	3,039	0,464	2,913	0,431
ALF 12	123,1	41,452	81,753	9,357	37,315	7,691	1,292	7,065	1,015	6,283	1,303	3,485	0,537	3,362	0,514
ALF 11	118,2	40,591	79,305	9,053	36,233	7,555	1,427	6,980	0,997	6,288	1,286	3,446	0,533	3,324	0,509
ALF 9	109	56,793	112,223	12,927	52,550	11,604	2,342	10,350	1,453	8,836	1,682	4,422	0,668	4,200	0,627
ALF 8	104	41,504	83,565	9,837	41,584	10,426	2,487	10,398	1,267	6,761	1,266	3,225	0,462	2,865	0,407
ALF 6	60,6	4,511	8,168	1,065	4,401	1,022	0,206	0,833	0,166	0,986	0,196	0,504	0,078	0,451	0,073
ALF 4	19,8	7,341	12,963	1,784	7,365	1,682	0,286	1,067	0,196	1,175	0,238	0,656	0,101	0,621	0,091
ALF 2	2	39,952	82,486	10,334	45,631	10,393	1,777	8,102	1,071	6,513	1,311	3,602	0,559	3,505	0,512
ALF 1	0,5	54,288	91,943	11,592	45,513	8,369	1,741	6,402	0,724	3,797	0,717	1,950	0,306	1,988	0,312

Tabla 15a: Valores de Tierras Raras medidos en las muestras de la Columna de Alfondoguilla. Cordillera Ibérica.



		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
<b>Muestras</b>	<b>CHON(6)</b>	<b>0,237</b>	<b>0,613</b>	<b>0,0928</b>	<b>0,457</b>	<b>0,148</b>	<b>0,0563</b>	<b>0,199</b>	<b>0,0361</b>	<b>0,246</b>	<b>0,0546</b>	<b>0,16</b>	<b>0,0246</b>	<b>0,161</b>	<b>0,0246</b>
ALF 19		171,303	128,161	96,660	77,307	49,927	25,512	33,882	24,759	22,589	20,413	18,782	19,003	18,153	17,769
ALF 18		182,869	132,776	100,518	80,671	50,400	24,365	33,188	24,220	21,610	20,070	18,236	18,329	17,048	16,567
ALF 17		173,202	135,086	100,620	82,135	53,553	23,645	34,439	25,003	22,185	20,330	18,706	18,562	17,916	17,937
ALF 16		179,275	134,085	101,805	81,961	52,099	27,300	35,112	26,908	24,817	22,836	20,852	20,923	19,767	19,291
ALF 15		189,807	140,503	105,774	83,849	50,570	26,803	31,978	23,847	21,679	19,915	18,706	18,955	17,972	17,601
ALF 14		235,213	180,580	134,752	108,148	69,797	34,486	47,494	35,653	32,229	29,748	27,584	28,269	27,561	26,993
ALF 13		174,287	129,661	98,848	79,267	49,553	23,568	32,718	25,218	23,262	20,870	18,991	18,880	18,091	17,514
ALF 12		174,902	133,366	100,834	81,651	51,969	22,955	35,501	28,118	25,542	23,865	21,782	21,817	20,883	20,882
ALF 11		171,271	129,372	97,555	79,283	51,047	25,355	35,073	27,612	25,563	23,554	21,539	21,681	20,646	20,707
ALF 9		239,631	183,071	139,302	114,988	78,404	41,594	52,012	40,241	35,919	30,798	27,637	27,153	26,087	25,492
ALF 8		175,123	136,322	106,001	90,993	70,444	44,168	52,251	35,097	27,483	23,183	20,158	18,780	17,796	16,564
ALF 6		19,033	13,324	11,472	9,631	6,907	3,651	4,184	4,590	4,008	3,581	3,152	3,177	2,799	2,953
ALF 4		30,976	21,146	19,227	16,116	11,368	5,073	5,360	5,425	4,775	4,367	4,098	4,096	3,859	3,717
ALF 2		168,575	134,561	111,353	99,850	70,224	31,567	40,712	29,659	26,476	24,003	22,513	22,715	21,769	20,793
ALF 1		229,063	149,988	124,909	99,590	56,544	30,919	32,171	20,055	15,436	13,135	12,188	12,443	12,348	12,685

Tabla 15b: Valores de Tierras Raras normalizados a la Condrita McDonough &amp; Sun (1995). Columna de Alfondeguilla. Cordillera Ibérica.

Muestras	Metros	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
BENI108	181,1	30,817	62,216	7,130	28,569	5,974	0,929	4,599	0,822	4,998	1,020	2,758	0,419	2,555	0,357
BENI101	164,6	34,821	69,880	8,041	31,612	6,622	1,134	4,998	0,798	4,416	0,866	2,325	0,358	2,207	0,310
BENI215	119,7	9,278	18,496	2,135	8,611	1,785	0,354	1,342	0,218	1,285	0,263	0,739	0,117	0,761	0,111
BENI212	58,25	6,828	12,628	1,638	6,852	1,450	0,311	1,085	0,188	1,136	0,237	0,660	0,099	0,642	0,094
BENI211	40,3	26,635	50,844	5,952	23,828	4,853	0,930	3,660	0,616	3,594	0,754	2,073	0,318	2,064	0,301
BENI209	30,3	44,277	86,705	9,884	38,998	7,796	1,521	6,066	1,025	6,312	1,279	3,532	0,538	3,414	0,479
BENI207B	21,8	61,624	121,703	14,012	54,970	10,859	1,744	8,218	1,446	9,152	1,982	5,640	0,892	5,762	0,850
BENI206	12,2	26,843	54,961	6,366	26,492	6,264	1,438	5,512	1,037	6,370	1,293	3,490	0,528	3,279	0,445
BENI 201	1	19,457	37,837	4,441	18,033	3,721	0,683	3,527	0,512	3,331	0,682	1,858	0,282	1,781	0,275
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	CHON(6)	0,237	0,613	0,0928	0,457	0,148	0,0563	0,199	0,0361	0,246	0,0546	0,16	0,0246	0,161	0,0246
BENI108		130,030	101,494	76,835	62,515	40,368	16,495	23,113	22,766	20,317	18,680	17,235	17,028	15,868	14,509
BENI101		146,923	113,997	86,647	69,173	44,741	20,139	25,116	22,103	17,950	15,857	14,532	14,550	13,709	12,617
BENI215		39,147	30,172	23,009	18,843	12,060	6,291	6,746	6,043	5,222	4,810	4,621	4,769	4,727	4,521
BENI212		28,811	20,600	17,646	14,993	9,797	5,532	5,451	5,215	4,616	4,342	4,125	4,028	3,989	3,806
BENI211		112,385	82,943	64,139	52,140	32,789	16,521	18,392	17,075	14,608	13,806	12,956	12,947	12,820	12,241
BENI209		186,825	141,444	106,513	85,335	52,674	27,009	30,480	28,384	25,659	23,432	22,074	21,853	21,204	19,471
BENI207B		260,016	198,537	150,990	120,285	73,374	30,980	41,296	40,065	37,205	36,304	35,248	36,255	35,791	34,549
BENI206		113,260	89,658	68,601	57,970	42,323	25,538	27,698	28,726	25,895	23,687	21,811	21,477	20,367	18,085
BENI 201		82,098	61,725	47,859	39,459	25,142	12,134	17,724	14,193	13,540	12,497	11,612	11,472	11,064	11,168

Tabla 16: Valores de Tierras Raras medidos y normalizados a la Condrita McDonough &amp; Sun (1995). Columna de Benicassim. Cordillera Ibérica.

Muestra	Metros	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
SGR5		11,57	21,45	2,05	7,71	1,39	0,24	1,07	0,13	0,71	0,15	0,45	0,07	0,51	0,08
SGR4		15,46	26,78	2,53	9,24	1,55	0,28	1,11	0,12	0,57	0,11	0,32	0,06	0,40	0,07
SGR3		12,65	24,71	2,43	9,40	1,82	0,41	1,46	0,20	1,07	0,21	0,60	0,10	0,63	0,10
SGR2		18,75	36,40	3,73	14,74	3,05	0,63	2,43	0,32	1,83	0,36	1,01	0,16	0,99	0,16
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	CHON(6)	0,237	0,613	0,0928	0,457	0,148	0,0563	0,199	0,0361	0,246	0,0546	0,16	0,0246	0,161	0,0246
SGR5		48,829	34,987	22,135	16,879	9,377	4,340	5,390	3,587	2,877	2,693	2,792	2,922	3,157	3,359
SGR4		65,236	43,685	27,257	20,211	10,441	4,961	5,590	3,327	2,336	1,963	2,018	2,260	2,463	2,851
SGR3		53,391	40,314	26,151	20,572	12,322	7,236	7,341	5,452	4,341	3,850	3,770	3,866	3,937	4,192
SGR2		79,120	59,376	40,237	32,262	20,633	11,194	12,200	8,809	7,427	6,602	6,307	6,308	6,179	6,590

Tabla 17: Valores de Tierras Raras medidos y normalizados a la Condrita McDonough &amp; Sun (1995). Columna de San Gregori. Cordillera Costero Catalana.

Muestras	Metros	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
TURO11	53,2	36,076	68,785	8,288	33,050	6,886	1,110	4,893	0,865	5,099	1,065	2,940	0,457	2,848	0,452
TURO10	39	18,842	36,897	4,446	18,055	3,794	0,763	2,680	0,459	2,813	0,595	1,675	0,263	1,635	0,264
TURO9	36	40,736	80,483	9,446	37,597	7,811	1,234	5,839	1,044	6,322	1,354	3,700	0,590	3,614	0,583
TURO8	28,5	50,255	99,451	11,710	46,293	9,200	1,130	6,410	1,055	6,128	1,312	3,676	0,591	3,764	0,645
TURO7	15,2	32,955	65,437	7,720	30,660	6,280	0,941	4,322	0,720	4,214	0,894	2,470	0,394	2,527	0,424
TURO5	9,8	9,819	19,570	2,271	9,208	1,895	0,334	1,288	0,215	1,207	0,245	0,669	0,104	0,633	0,108
TURO2	2,9	48,003	95,929	11,256	45,366	9,205	1,705	6,712	1,201	7,305	1,557	4,238	0,648	4,040	0,636
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	CHON(6)	0,237	0,613	0,0928	0,457	0,148	0,0563	0,199	0,0361	0,246	0,0546	0,16	0,0246	0,161	0,0246
TURO11		152,220	112,210	89,314	72,320	46,530	19,709	24,587	23,971	20,729	19,501	18,373	18,566	17,691	18,372
TURO10		79,503	60,191	47,911	39,507	25,632	13,546	13,470	12,722	11,434	10,900	10,469	10,698	10,152	10,745
TURO9		171,883	131,294	101,786	82,269	52,775	21,918	29,343	28,918	25,700	24,790	23,125	23,994	22,447	23,705
TURO8		212,046	162,236	126,190	101,297	62,160	20,068	32,213	29,211	24,910	24,027	22,975	24,017	23,380	26,202
TURO7		139,052	106,749	83,194	67,090	42,430	16,720	21,720	19,945	17,128	16,380	15,437	16,023	15,698	17,255
TURO5		41,432	31,924	24,471	20,149	12,805	5,933	6,474	5,951	4,906	4,482	4,179	4,217	3,934	4,390
TURO2		202,545	156,490	121,296	99,270	62,197	30,290	33,728	33,265	29,696	28,513	26,488	26,338	25,095	25,834

Tabla 18: Valores de Tierras Raras medidos y normalizados a la Condrita McDonough &amp; Sun (1995). Columna de La Palma. Cordillera Costero Catalana.

Muestras	Metros	La	Ce	Pr	Nd	147,000	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
FIGA11	89,4	34,765	67,411	7,858	31,152	6,498	1,230	4,850	0,844	4,988	1,035	2,773	0,428	2,586	0,412
FIGA 9A	64,8	67,231	131,233	15,431	61,205	12,603	1,800	8,724	1,439	8,039	1,656	4,510	0,703	4,388	0,718
FIGA8	51	74,633	144,595	16,861	65,792	13,124	1,698	9,108	1,515	8,714	1,823	5,004	0,793	4,996	0,811
FIGA6	38,2	28,937	57,333	6,808	27,227	5,835	1,121	4,133	0,694	3,973	0,816	2,157	0,331	2,024	0,320
FIGA4	23,8	25,940	51,439	5,987	24,060	4,982	1,030	3,575	0,596	3,385	0,693	1,866	0,289	1,744	0,281
FIGA2	11,5	38,723	70,925	8,966	36,422	8,315	1,511	6,140	1,062	6,156	1,276	3,455	0,548	3,497	0,561
FIGA1	0,5	96,601	143,878	15,801	58,092	10,131	1,503	7,876	1,445	8,942	1,964	5,492	0,887	5,527	0,921
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	CHON(6)	0,237	0,613	0,0928	0,457	0,148	0,0563	0,199	0,0361	0,246	0,0546	0,16	0,0246	0,161	0,0246
FIGA 9A		283,676	214,083	166,285	133,928	85,158	31,977	43,839	39,866	32,677	30,325	28,185	28,595	27,252	29,187
FIGA8		314,908	235,880	181,692	143,964	88,673	30,161	45,769	41,979	35,424	33,384	31,274	32,254	31,032	32,960
FIGA6		122,098	93,529	73,360	59,579	39,428	19,914	20,771	19,228	16,149	14,946	13,483	13,470	12,569	12,997
FIGA4		109,452	83,913	64,519	52,648	33,664	18,287	17,963	16,520	13,759	12,684	11,665	11,740	10,831	11,408
FIGA2		163,386	115,701	96,611	79,699	56,183	26,831	30,856	29,427	25,024	23,375	21,596	22,284	21,722	22,810
FIGA1		407,599	234,711	170,274	127,116	68,455	26,688	39,576	40,037	36,348	35,979	34,328	36,050	34,331	37,432

Tabla 19: Valores de Tierras Raras medidos y normalizados a la Condrita McDonough &amp; Sun (1995). Columna de El Figaró. Cordillera Costero Catalana





## Cañizar Sector A

		Si	Ca	P	Sr	La	Ce
Si	Pearson Correlation	1,000	-,568*	-,849**	-,758**	-,858**	-,866**
	Sig. (2-tailed)		,022	,000	,001	,000	,000
	N	16,000	16	16	16	16	16
Ca	Pearson Correlation	-,568*	1,000	,533*	,592*	,303	,318
	Sig. (2-tailed)	,022		,033	,016	,254	,229
	N	16	16,000	16	16	16	16
P	Pearson Correlation	-,849**	,533*	1,000	,977**	,821**	,828**
	Sig. (2-tailed)	,000	,033		,000	,000	,000
	N	16	16	16,000	16	16	16
Sr	Pearson Correlation	-,758**	,592*	,977**	1,000	,698**	,707**
	Sig. (2-tailed)	,001	,016	,000		,003	,002
	N	16	16	16	16,000	16	16
La	Pearson Correlation	-,858**	,303	,821**	,698**	1,000	1,000**
	Sig. (2-tailed)	,000	,254	,000	,003		,000
	N	16	16	16	16	16,000	16
Ce	Pearson Correlation	-,866**	,318	,828**	,707**	1,000**	1,000
	Sig. (2-tailed)	,000	,229	,000	,002	,000	
	N	16	16	16	16	16	16,000

## Cañizar Sector B

		Si	Ca	P	Sr	La	Ce
Si	Pearson Correlation	1,000	-,523**	-,622**	-,561**	-,696**	-,699**
	Sig. (2-tailed)		,001	,000	,000	,000	,000
	N	39,000	39	39	39	39	39
Ca	Pearson Correlation	-,523**	1,000	-,041	-,082	-,029	-,024
	Sig. (2-tailed)	,001		,805	,619	,861	,885
	N	39	39,000	39	39	39	39
P	Pearson Correlation	-,622**	-,041	1,000	,874**	,794**	,805**
	Sig. (2-tailed)	,000	,805		,000	,000	,000
	N	39	39	39,000	39	39	39
Sr	Pearson Correlation	-,561**	-,082	,874**	1,000	,688**	,701**
	Sig. (2-tailed)	,000	,619	,000		,000	,000
	N	39	39	39	39,000	39	39
La	Pearson Correlation	-,696**	-,029	,794**	,688**	1,000	,999**
	Sig. (2-tailed)	,000	,861	,000	,000		,000
	N	39	39	39	39	39,000	39
Ce	Pearson Correlation	-,699**	-,024	,805**	,701**	,999**	1,000
	Sig. (2-tailed)	,000	,885	,000	,000	,000	
	N	39	39	39	39	39	39,000

Eslida Sector B

		Si	Ca	P	Sr	La	Ce
Si	Pearson Correlation	1,000	-,093	-,193	,314	-,164	-,166
	Sig. (2-tailed)		,636	,326	,103	,405	,398
	N	28,000	28	28	28	28	28
Ca	Pearson Correlation	-,093	1,000	-,271	,240	-,249	-,216
	Sig. (2-tailed)	,636		,163	,219	,201	,269
	N	28	28,000	28	28	28	28
P	Pearson Correlation	-,193	-,271	1,000	-,188	,206	,198
	Sig. (2-tailed)	,326	,163		,339	,294	,314
	N	28	28	28,000	28	28	28
Sr	Pearson Correlation	,314	,240	-,188	1,000	,369	,378*
	Sig. (2-tailed)	,103	,219	,339		,053	,047
	N	28	28	28	28,000	28	28
La	Pearson Correlation	-,164	-,249	,206	,369	1,000	,995**
	Sig. (2-tailed)	,405	,201	,294	,053		,000
	N	28	28	28	28	28,000	28
Ce	Pearson Correlation	-,166	-,216	,198	,378*	,995**	1,000
	Sig. (2-tailed)	,398	,269	,314	,047	,000	
	N	28	28	28	28	28	28,000

Cataluña Inferior

		Si	Ca	P	Sr	La	Ce
Si	Pearson Correlation	1,000	-,686**	-,775**	,201	-,558*	-,587*
	Sig. (2-tailed)		,010	,002	,511	,047	,035
	N	13,000	13	13	13	13	13
Ca	Pearson Correlation	-,686**	1,000	,208	-,296	-,001	,019
	Sig. (2-tailed)	,010		,494	,326	,997	,950
	N	13	13,000	13	13	13	13
P	Pearson Correlation	-,775**	,208	1,000	-,277	,816**	,848**
	Sig. (2-tailed)	,002	,494		,360	,001	,000
	N	13	13	13,000	13	13	13
Sr	Pearson Correlation	,201	-,296	-,277	1,000	-,006	-,080
	Sig. (2-tailed)	,511	,326	,360		,985	,795
	N	13	13	13	13,000	13	13
La	Pearson Correlation	-,558*	-,001	,816**	-,006	1,000	,995**
	Sig. (2-tailed)	,047	,997	,001	,985		,000
	N	13	13	13	13	13,000	13
Ce	Pearson Correlation	-,587*	,019	,848**	-,080	,995**	1,000
	Sig. (2-tailed)	,035	,950	,000	,795	,000	
	N	13	13	13	13	13	13,000

## Cataluña Superior

		Si	Ca	P	Sr	La	Ce
Si	Pearson Correlation	1,000	-,902*	,239	,598	,311	,245
	Sig. (2-tailed)		,014	,648	,209	,549	,639
	N	6,000	6	6	6	6	6
Ca	Pearson Correlation	-,902*	1,000	-,475	-,601	-,457	-,375
	Sig. (2-tailed)	,014		,341	,207	,362	,464
	N	6	6,000	6	6	6	6
P	Pearson Correlation	,239	-,475	1,000	,569	,938**	,956**
	Sig. (2-tailed)	,648	,341		,238	,006	,003
	N	6	6	6,000	6	6	6
Sr	Pearson Correlation	,598	-,601	,569	1,000	,786	,612
	Sig. (2-tailed)	,209	,207	,238		,064	,197
	N	6	6	6	6,000	6	6
La	Pearson Correlation	,311	-,457	,938**	,786	1,000	,959**
	Sig. (2-tailed)	,549	,362	,006	,064		,002
	N	6	6	6	6	6,000	6
Ce	Pearson Correlation	,245	-,375	,956**	,612	,959**	1,000
	Sig. (2-tailed)	,639	,464	,003	,197	,002	
	N	6	6	6	6	6	6,000

\*Correlación significativa a nivel 0.05 (2-tailed).

\*\*Correlación significativa a nivel 0.01 (2-tailed).



DATOS ISOTÓPICOS DE  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 

Muestras	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}$	$^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medido	Calculado a 247 Ma.
<b>RM 20</b>	175	1817	4263,42	15316,87	0,2783482	0,7109708	0,7099928
<b>RM 15</b>	211	3404	5133,61	28691,80	0,1789225	0,7108207	0,7101920
<b>RM 12</b>	107	1698	2620,02	14309,20	0,1831005	0,7105874	0,7099440
<b>RM 9</b>	89	556	2179,38	4685,19	0,4651645	0,7123275	0,7106931
<b>RM 7</b>	77	271	1883,79	2285,71	0,8241591	0,7141571	0,7112614
<b>RM 6</b>	215	1468	5238,25	12376,01	0,4232588	0,7124367	0,7109495
<b>RM 2</b>	126	1039	3082,26	8753,03	0,3521361	0,7127629	0,7115257
<b>RM 1</b>	69	249	1683,34	2096,48	0,8029378	0,7147097	0,7118886
<b>Tal230b</b>	26	96	635,55	809,69	0,7849307	0,7143972	0,7116393
<b>Tal227</b>	60	307	1469,49	2584,15	0,5686552	0,7131912	0,7111932
<b>Tal220</b>	48	149	1176,05	1257,32	0,9353629	0,7146378	0,7113514
<b>Tal215</b>	62	338	1510,20	2851,19	0,5296744	0,7137721	0,7119110
<b>Tal212</b>	282	905	6881,31	7625,79	0,9023724	0,7147264	0,7115559
<b>Tal207</b>	194	1803	4721,05	15195,95	0,3106784	0,7132925	0,7122010
<b>Tal204</b>	165	793	4025,72	6686,66	0,6020526	0,7140327	0,7119173
<b>Tal203</b>	214	2174	5217,14	18322,42	0,2847405	0,7128623	0,7118619
<b>MORO24</b>	234	153	5702,30	1289,55	4,4219176	0,7300368	0,7145002
<b>MORO23B</b>	262	135	6388,68	1140,55	5,6013909	0,7344571	0,7147763
<b>MORO21</b>	42	48	1021,84	401,74	2,5435326	0,7337081	0,7247713
<b>MORO19</b>	105	121	2555,46	1018,24	2,5096773	0,7317946	0,7229767
<b>MORO18</b>	251	139	6129,22	1169,54	5,2407213	0,7332873	0,7148737
<b>MORO17</b>	131	61	3192,70	514,36	6,2071664	0,7343373	0,7125281
<b>MORO15</b>	225	118	5480,79	990,88	5,5312197	0,7337572	0,7143229
<b>MORO14</b>	270	175	6591,07	1478,14	4,4590369	0,7305060	0,7148389
<b>MORO12</b>	243	276	5923,79	2323,65	2,5493454	0,7232210	0,7142638
<b>MORO9</b>	23	169	567,32	1424,03	0,3983889	0,7131512	0,7117514
<b>MORO8</b>	47	306	1134,83	2581,46	0,4396099	0,7136715	0,7121269
<b>MORO6</b>	53	432	1304,12	3637,23	0,3585462	0,7133371	0,7120773
<b>MORO4</b>	37	177	890,96	1489,30	0,5982383	0,7139391	0,7118371
<b>MORO2</b>	30	265	719,56	2235,61	0,3218620	0,7127524	0,7116215

Tabla 1: Relaciones isotópicas de Sr medidas y calculadas a 247 Ma, de las columnas de Río Mayor, Talayuelas y Montán, en la Cordillera Ibérica.

## DATOS ISOTÓPICOS DE Sr.

Muestras	Rb	Sr	<sup>87</sup> Rb	<sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr medido	Calculado a 247 Ma.
Gat34	198	351	4822,37	2958,38	1,6300735	0,7190328	0,7133054
Gat30	255	591	6213,60	4982,87	1,2469923	0,7168089	0,7124275
Gat28	190	202	4630,78	1705,87	2,7146159	0,7235493	0,7140113
Gat26	174	187	4244,02	1577,23	2,6908103	0,7235484	0,7140941
Gat23	248	324	6036,02	2728,53	2,2121875	0,7215327	0,7137600
Gat18	178	320	4348,98	2695,41	1,6134799	0,7193927	0,7137237
Gat17	137	206	3334,19	1739,32	1,9169496	0,7197199	0,7129846
Gat13	137	98	3340,77	828,39	4,0328340	0,7285864	0,7144168
Gat 9	25	99	605,08	834,88	0,7247534	0,7157047	0,7131582
Gat 7	109	552	2653,62	4656,16	0,5699173	0,7148465	0,7128441
Gat 6	80	332	1962,19	2801,41	0,7004318	0,7153888	0,7129278
Gat 4	67	292	1641,96	2462,06	0,6669046	0,7151602	0,7128170
Gat 1	202	843	4931,33	7101,93	0,6943647	0,7154330	0,7129933
ALF 19	212	89	5165,07	748,59	6,8997031	0,7397018	0,7154593
ALF 18	234	104	5717,55	876,64	6,5220866	0,7387637	0,7158479
ALF 17	197	72	4792,31	605,84	7,9101467	0,7406110	0,7128183
ALF 16	211	103	5141,52	865,24	5,9422943	0,7356012	0,7147226
ALF 15	243	107	5927,99	903,89	6,5582832	0,7375313	0,7144884
ALF 14	207	83	5055,33	697,70	7,2457522	0,7392674	0,7138090
ALF 13	237	85	5790,88	716,44	8,0828226	0,7422330	0,7138335
ALF 12	181	65	4408,77	544,26	8,1005237	0,7418207	0,7133590
ALF 11	183	72	4461,91	605,08	7,3741264	0,7382255	0,7123160
ALF 9	213	1455	5189,21	12263,05	0,4231584	0,7140328	0,7125460
ALF 8	115	2419	2808,16	20387,45	0,1377398	0,7129347	0,7124508
ALF 2	113	511	2756,10	4304,36	0,6403053	0,7141416	0,7118918
ALF 1	102	394	2495,85	3324,13	0,7508296	0,7144707	0,7118326
Beni108	65	442	1582,23	3721,88	0,4251164	0,7128303	0,7113366
Beni101	82	547	1999,30	4608,90	0,4337907	0,7127528	0,7112287
Beni215	12	284	296,59	2389,83	0,1241032	0,7109543	0,7105182
Beni212	13	217	311,20	1830,38	0,1700180	0,7109545	0,7103571
Beni211	59	370	1442,78	3117,06	0,4628663	0,7124563	0,7108300
Beni209	154	404	3763,41	3403,67	1,1056926	0,7158205	0,7119356
Beni207b	96	457	2332,23	3851,84	0,6054866	0,7135696	0,7114422
Beni206	53	256	1290,27	2161,41	0,5969593	0,7141312	0,7120337
Beni201	53	176	1299,02	1479,44	0,8780525	0,7149319	0,7118468

Tabla 1 (Continuación): Relaciones isotópicas de Sr medidas y calculadas a 247 Ma. (continuación). Columnas de Gátova, Alfondeguila y Benicssim, en la Cordillera Ibérica.



DATOS ISOTÓPICOS DE  $\delta^{34}\text{S}$ 

Muestra	BaSO <sub>4</sub>	BaSO <sub>4</sub>	polvo	Polvo	<20 $\mu\text{m}$ sin tratar	<20 $\mu\text{m}$ sin tratar	<20 $\mu\text{m}$ tratado con NaClO	<20 $\mu\text{m}$ tratado con NaClO
	$\delta^{34}\text{S}$	wt%S	$\delta^{34}\text{S}$	wt%S	$\delta^{34}\text{S}$	wt%S	$\delta^{34}\text{S}$	wt%S
<b>RM-02</b>	24,4	0,16	10,8	0,008	11,9	0,09	11,7	0,07
<b>RM-06</b>	10,2	0,75	12,4	0,11	11,7	0,15	11,9	0,15
<b>RM-07</b>	12,8	0,88						
<b>RM-12</b>	12,8	8,09	12,1	0,17	13,7	0,23	13,2	0,18
<b>RM-20</b>			10,9	0,13	13,7	0,18	13,5	0,11

Tabla 2: Relaciones isotópicas de S medidas en los extractos de barita preparados en el laboratorio, en polvo de roca total, en la fracción <20  $\mu\text{m}$  sin tratar y en la fracción <20  $\mu\text{m}$ , tratada con hipoclorito de sodio. Columna de Río Mayor, en la Cordillera Ibérica.

Muestras	polvo	Polvo	<20 $\mu\text{m}$ sin tratar	<20 $\mu\text{m}$ sin tratar	<20 $\mu\text{m}$ tratado con NaClO	<20 $\mu\text{m}$ tratado con NaClO
	$\delta^{34}\text{S}$	wt%S	$\delta^{34}\text{S}$	wt%S	$\delta^{34}\text{S}$	wt%S
<b>GAT-01</b>				10,9	0,28	0,05
<b>GAT-04</b>	10,9	0,01	0,01	14,0	0,16	0,03
<b>GAT-06</b>	10,6	0,01	0,01	14,3	0,13	0,02
<b>GAT-07</b>	8,3	0,02	0,02	12,7	0,25	0,04
<b>GAT-09</b>	8,9	0,19	0,04			
<b>GAT-18</b>				12,5	0,10	0,02
<b>GAT-23</b>	7,3	0,00	0,00	11,0	0,04	0,01
<b>GAT-30</b>				14,5	0,11	0,02
<b>GAT-34</b>				10,4	0,01	0,00

Tabla 3: Relaciones isotópicas de S medidas en polvo de roca total, en la fracción <20  $\mu\text{m}$  sin tratar y en la fracción <20  $\mu\text{m}$ , tratada con hipoclorito de sodio. Columna de Gátova, en la Cordillera Ibérica.

